http://www.icn.unal.edu.co/ Caldasia 33(2):539-572. 2011

EL REGISTRO DE LOS CAMBIOS DE CLIMA EN LA ESTRATIGRAFIA DE LA AMAZONÍA COLOMBIANA I. NEOGENO - INICIOS DEL CUATERNARIO

Climate changes in the stratigraphy of the Colombian Amazonian region I. Neogene - Quaternary early

ALEXIS JARAMILLO JUSTINICO
Instituto de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 7495, Bogotá D. C., Colombia. alexjustinico@gmail.com, aljaramilloju@unal.edu.co

LUIS NORBERTO PARRA SÁNCHEZ
Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín. -Geociencias-. Medellín, Colombia. lnparra@gmail.com

J. ORLANDO RANGEL-CH.
Instituto de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 7495, Bogotá D. C., Colombia. jorangelc@unal.edu.co, *jorangelc@gmail.com*

RESUMEN

Las unidades estratigráficas de la Amazonía colombiana están conformadas por la formación Solimões de edad Mioceno tardía (período Neógeno 23.03 hasta 2.588 Ma Mioceno-Plioceno), la formación nueva que se describe Jericó, que se depositó entre el Plioceno superior y el Pleistoceno y la Formación Isa (Içá) que se ha considerado de edad Pleistocénica. En el Holoceno priman materiales sedimentarios que dependen de la afectación directa o no del rio Amazonas. Si bien gran parte de los ambientes sedimentarios de la Formación Solimões de edad Terciaria corresponden a ríos y sus planicies aluviales con vegetación boscosa, también se presentan lagos tipo pantanales algunos con altas concentración de sales en solución y secuencias de paleosuelos endurecidos que recubren las geoformas positivas que se formaron en ambientes cuya vegetación es parecida a la actual, pero con sabanas arboladas. El conjunto de evidencias encontradas, se relaciona con un clima cálido con una estación seca muy prolongada. La siguiente unidad estratigráfica, que acá describimos, la Formación "Jericó" se halla discordante sobre la Formación Solimões y corresponde a sedimentos fluviales que han sido afectados por los procesos de generación de bauxitas luego de su depositación. Acción que requiere climas cálidos con un periodo muy lluvioso muy largo, seguido de una estación seca de corta duración. Las evidencias de procesos acaecidos en las dos formaciones indican que durante el Neógeno la Amazonía mantuvo un clima con una estación seca, siendo muy larga en los tiempos de la Formación Solimões y corta en los de la Formación Jericó, pero en ambos casos son climas muy distintos de los actuales. La Formación Isa (Içá) de origen fluvial, con topografía colinada que sobresale por encima de la terraza de Leticia unos 2 ò 3 metros, los territorios brasileños en la cercanía no está cubierta por la terraza actual. Los detritos de la Formación Içá en buena parte han sido aportados por retrabajamiento de la Formación Jericó y fueron depositadas bajo condiciones más

húmedas y con montos de precipitación más elevados que los actuales. Existen materiales que dependen directamente de la afectación del río Amazonas y otros que no están afectados por estas dinámicas. Entre los materiales no afectados por el ciclo actual se encuentra la Terraza de Leticia, que recubre la Formación Içá. Es la más alta de las unidades geológicas que aún conservan su morfología plana original. Sobre esta terraza se encuentran depósitos de canales asociados a los drenajes de la terraza y de la llanura aluvial que son importantes para reconocer los procesos de erosión diferencial sobre la terraza. Otras unidades geológicas están vinculadas a las zonas inundables por el ciclo anual del río Amazonas, son de edad cuaternaria y se pueden diferenciar en función de la edad relativa, su posición espacial, su desarrollo frente a la lámina de agua y la dinámica del río Amazonas en el territorio colombiano, descripción que se realizará en una segunda entrega sobre los cambios de clima en la estratigrafía de la Amazonía colombiana.

Palabras clave. Formaciones geológicas, Solimões-Jericó-Içá, Amazonía colombiana, Paleoecología.

ABSTRACT

Stratigraphic units of the Colombian Amazonian region are composed of the following geological formations: Solimões late Miocene age (Neogene period 23.03 to 2.6 Ma Miocene-Pliocene), the Formation Jericó described herein and that was deposited between the Pliocene and Pleistocene, and the formation Isa (Içá), which has been considered of Pleistocene age. In the Holocene is predominant sedimentary material directly related or not with the influence of the Amazon River. Although much of the sedimentary environments of the Solimões Formation of Tertiary age correspond to rivers and floodplain forest vegetation, lakes and marshes (pantanales) are also present. Some of them have high concentration of salts in solution and sequences of hardened paleosoils that covers positive landforms formed in environments where some vegetation types are similar to the present types but with woodland savannas. The evidence suggests a warm climate with a prolonged dry season. The following stratigraphic unit, which is described herein Jericó, lies in a discordant form on the Solimões Formation and correspons to fluvial sediments that have been affected by the processes of generation of bauxites after his deposition. This action requires warm climates with a long rainy period, followed by a short dry season. The evidence of processes occurring in the two formations indicates that during the Neogene, the Amazon region (at least the Colombian part) experienced a climate with a dry season, being very long during Solimões Formation and short in Jericó Formation, but in both cases the climatic conditions were different to the actual climate. Içá Formation has a fluvial origin, with hilly topography that protrudes 2 or 3 meters above the terrace of Leticia, and the nearby Brazilian territory is not covered by the existing terrace. The detritus of the Içá formation have been contributed by reworking of the Jericó Formation and were deposited under very humid condition, with higher rainfall amounts than today. There are materials that directly depend on the involvement of the Amazon River while others are not affected by these dynamics. Among the materials that are not affected by the current cycle are the terrace of Leticia, which covers the Içá Formation. This terrace is the highest of the geological units among those

that still retain their original flat morphology. On this terrace there are deposits of drainage channels associated with drainage of the terrace and the floodplain that are important to recognize the differential processes of erosion. Other geologic units are associated to flooded areas by the annual cycle of the Amazon River belong to the Quaternary and can be differentiated according to the relative age, spatial position, development over the water surface, and the dynamics of the Amazon River in the Colombian territory. A description about these units will be treated in a forthcoming paper.

Key words. Geological formations, Solimões- Jericó and- Içá, Amazonian region, Palaeoecology.

INTRODUCCIÒN

La Amazonía Occidental es un área extensa compartida por Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia y Brasil, presenta un relieve bajo que entre los cauces de los ríos y las cimas de las colinas no supera los 180 m. Galvis *et al.* (1979) publicaron cuatro planchas y un primer bosquejo de las unidades geológicas que constituye una primera aproximación sobre la geología del territorio en Colombia. Posteriormente el análisis del territorio fue impulsado por Tropenbos-Colombia y ejecutado por Hoorn (1994c), al describir nuevas secciones estratigráficas a lo largo del río Amazonas entre Leticia y Puerto Nariño, acompañadas de excelente información palinológica. Con base en un análisis de imágenes satelitales (Global Land Cover Facility, Universidad de Maryland, 2010) se evaluó de manera preliminar las formaciones superficiales del territorio y gracias a su procesamiento en el sistema GRASS, se realizó un mapa base geomorfológico del trapecio amazónico que constituye el fundamento del trabajo de campo con el cual se generó el mapa geológico del Sur de la Amazonía colombiana y herramientas fundamentales para la generación de esta contribución. Debido a la naturaleza y extensión de la investigación una segunda parte se entregará donde se plasmarán los materiales y los procesos cuaternarios de la planicie aluvial de río Amazonas.

ÀREA DE ESTUDIO

Las áreas analizadas con levantamientos estratigráficos se ubican en el extremo Sur del departamento del Amazonas, entre los ríos Calderón y Amazonas y entre el Municipio de Leticia y las zonas de afectación de la laguna de Tarapoto y Villa Andrea sobre el río Loretayacu, en el Occidente del territorio (Figura 1). El clima es cálido húmedo tropical, con una temperatura entre 25º y 35ºC. y una pluviosidad entre 3000-4000 mm al año y una humedad relativa del 95%. El sistema hidrográfico es dominado por el río Amazonas sobre el cual desembocan los sistemas fluviales del río Putumayo, Apaporis, Caquetá, Cara Paraná, Igará Paraná, Miritί Paraná, Cahuinarí, Puré, Agua Blanca, Cotuhé y Calderón, este último fue esencial en la definición de la continuidad de las formaciones hacia el noreste del río Amazonas en el territorio colombiano. En general los drenajes son dendríticos a subdendríticos regulares en los sistemas con caudales semipermanentes. En los sistemas muy recientes, los sistemas son meandriformes con meandros amplios y/o casi cerrados y con generación de medias lunas como en el río Amazonas, desembocadura del Amacayacu y río Calderón, al menos en la parte Sur del departamento del Amazonas.

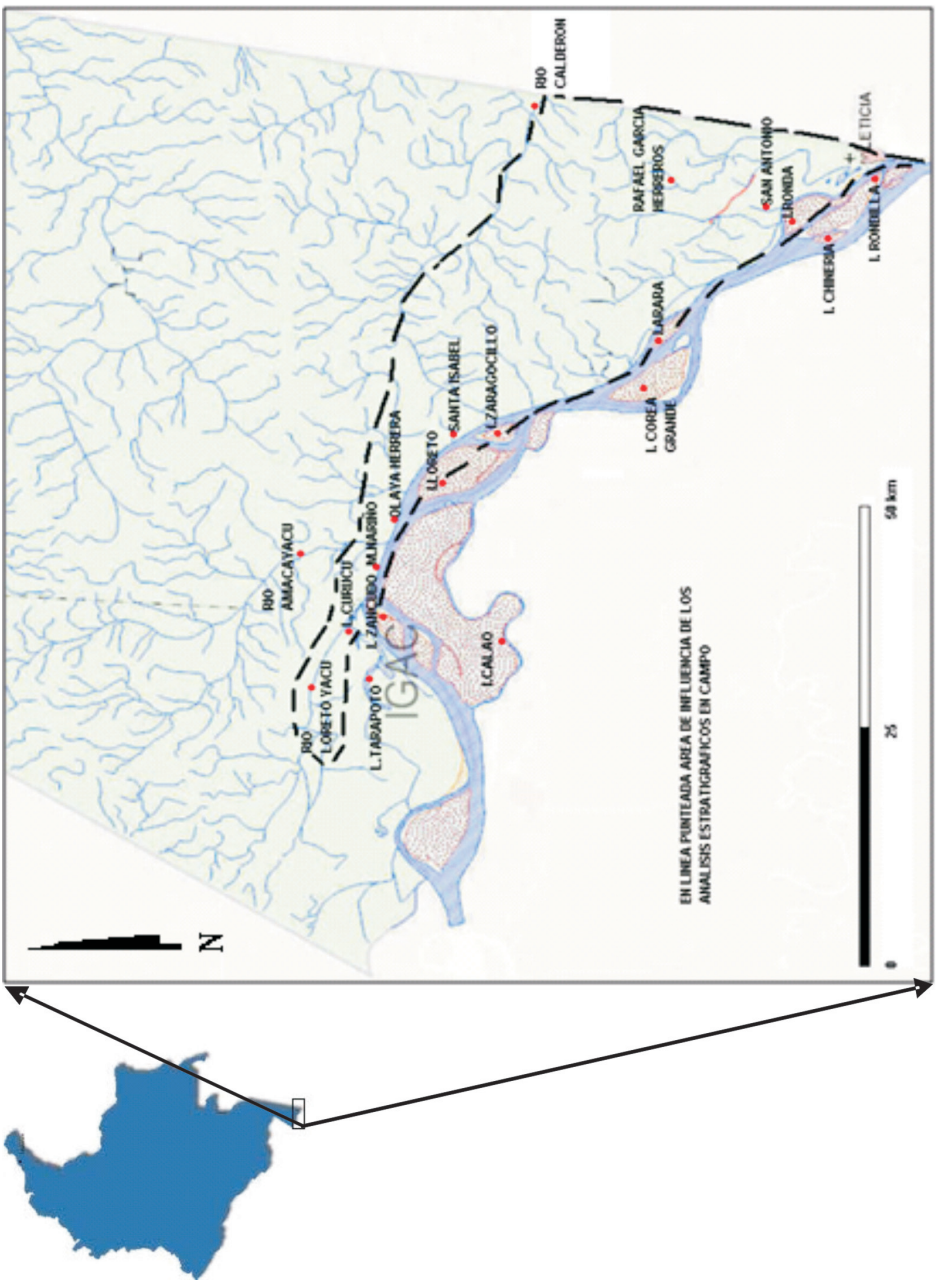


Figura 1. Zonas de incidencia de las prospecciones geológicas realizadas en el territorio (Modificado del mapa base IGAC, 2011).

METODOLOGÍA

El estudio de Geología regional se hizo como parte de los estudios iniciales emprendidos en el proyecto de investigación convocatoria bicentenario "Valoración integral del flujo histórico y actual de carbono en el sistema de inundación Yahuarcaca (Amazonía colombiana): Su importancia en el cambio climático global". La carencia de una geología básica, motivó el estudio del territorio, para lo cual se verificaron en campo las unidades resultantes del análisis digital y se levantó una serie de secciones estratigráficas representativas. Los transectos se realizaron en aguas territoriales nacionales a través del río Amazonas y sus afluentes, así como en territorios continentales en las pocas vías carreteables como la vía a Tarapacá y Calderón. El trabajo de campo, se facilitó dado el nivel extraordinariamente bajo del río Amazonas que presentó en una de las comisiones, durante la sequía de junio- octubre de 2010 que alcanzó aproximadamente 6 m por debajo de los niveles mínimos normales, la máxima registrada en el territorio en los últimos 60 años.

RESULTADOS

LAS EVIDENCIAS DE LOS CAMBIOS DE CLIMA EN LA ESTRATIGRAFIA DE LAS FORMACIONES DEL TERCIARIO EN LA AMAZONÍA COLOMBIANA.

Las unidades estratigráficas que se reconocen en el territorio de la Amazonía colombiana, de la más antigua a la más joven son (Figura 2): El Terciario conformado por la Formación Pebas o Solimões (Tp) del mioceno tardío y por la Formación Jericó (Qj) Plioceno tardío-Pleistoceno, mientras el Cuaternario está constituido por la Formación Içá Pleistoceno (Qi) y otras unidades de la planicie aluvial cuaternaria como lo son la terraza de Leticia (Ql) y los depósitos inundables.

LA FORMACIÓN PEBAS/SOLIMÕES

Es un conjunto de materiales sedimentarios pobremente consolidados y en posición horizontal en la Amazonía Occidental. Está constituida por sedimentos finos (desde la base se reconocen arenas, arenas conglomeráticas, complejo petroférrico, niveles de arcillas orgánicos, arenas muy finos, arcillas y limos de tonalidades predominantemente azules, mantos de carbón, conchales y arcillas bituminosas). Aflora en la margen Noreste del río Amazonas entre las comunidades de Santa Sofía y Puerto Nariño; afloramientos menores se observan en el carreteable Leticia-Tarapacá a partir del km 23 y en los caminos y quebradas que drenan el relieve colinado formado por esta unidad. La columna estratigráfica es de aproximadamente 100 metros y corresponde al máximo relieve entre las orillas del río Amazonas y las cimas de las colinas más altas desarrolladas sobre estos materiales, que se encuentran en las cabeceras del río Amacayacu. El espesor de la Formación Solimões es de 30 metros. Wesselingh *et al,* (2010), estimaron que la secuencia del Solimões en estos territorios puede tener un grosor entre 300 y 400 m en Colombia, pero solamente 2/3 partes de toda la formación está expuesta (Figuras 2-4.).

La Formación Solimões toma su nombre del río Solimões (Amazonas), que transcurre sobre estos materiales sedimentarios en dirección Oeste-Este. Según Oliveira & Carvalho (1924), Oliveira & Leonardos (1943) y Radambrasil (1977), la Formación Solimões fue Inicialmente mencionada en 1867 por Orton en la localidad de Pebas, Alto Rio Solimões, Perú, donde se le dio el nombre de Formación Pebas. Steere (1871), señaló su presencia en Brasil en los estados de Acre y Amazonas; Caputo (1985), Caputo *et al.* (1971), Schneider (1978) proporcionaron por primera vez una columna estratigráfica para esta cuenca del Solimões. Otro trabajo

relevante fue realizado por Carneiro y Schneider (1976). Respecto a la edad de la Formación Pebas/Solimões, no se dispone en la actualidad de una datación directa, que permita su anclaje seguro en la tabla del tiempo geológico, por lo que se le han asignado temporalidades tan dispares como Mioceno, Plioceno y Pleistoceno sobre la base de criterios diferentes o correlaciones a veces muy distantes entre territorios (Dos Santos & de Brito, 1998). Rossetti & Mann (2007), Radambrasil (1977) la consideran como de edad Mioceno medio o superior. Y otros la consideran Mioceno tardío con evidencias fosilíferas, tales como Latrubresse *et al.* (1994), Latrubresse *et al.* (1997) y Latrubresse *et al.* (2010). Basados en las columnas estratigráficas locales publicadas por Hoorn (1998) quien levantó una secuencia en Santa Sofía, tres en los Chorros y una en Macagua, proponemos una columna estratigráfica tipo para los afloramientos al borde del río Amazonas donde se reconocen los ciclotemas específicos de la formación.

LOS CAMBIOS DE CLIMA DEL TERCIARIO EN LA FORMACIÓN SOLIMÕES

Los cambios de clima han dejado evidencias claras en las variaciones litoestratigráficas del Solimões, la ritmicidad de los eventos y la reincidencia de los fenómenos de formación de los ciclotemas. Estos fenómenos constituyen un marcador excelente de los cambios entre el Mioceno medio (Serravalliense 13,650 - 11,608 Ma - Langhiense 15,97-13,650 Ma.) – al Mioceno tardío (Tortoniense 11.608–7.248 Ma / Mesiniense 7.248-5.332 Ma.) eventos que se presentaron en la zona Occidental de la cuenca de la Amazonía. En la Formación Solimões se reconocen cinco ciclotemas completos, un evento de sequia extrema en la parte basal de la secuencia y dos procesos intermedios con generación de niveles muy orgánicos que no produjeron carbón.

La ubicación temporal de estos fenómenos es compleja, se estima que la base de la secuencia superficial del Solimões para Colombia es Tortoniense (alrededor de 10 Ma). Es probable que durante los períodos glaciales, cuando el nivel del mar se encontraba a 120 metros por debajo del nivel actual, el nivel freático estuviese deprimido y el clima regional fuera más cálido que en la actualidad. Hubo una reducción drástica en la disponibilidad de agua y tal como lo indican varios autores se inició una intensa retracción de los extensos bloques de la selva, que se fragmentaron. Según Haffer & Prance (2002), esta fragmentación se manifestó en la creación de zonas de refugio, donde los bloques de selva tropical estuvieron rodeados por varios tipos de vegetación abierta como bosques ralos, matorrales y/o pastizales.

El análisis de la secuencias estratigráficas de la Formación Solimões en el territorio colombiano, evidencia una sedimentación continental de al menos cinco (5) series ciclotémicas completas con mantos de carbón, dos ciclotemas incipientes con arcillas muy orgánicas y/o bituminosas en el techo y un nivel de horizontes petroférricos basales. Geomorfologicamente se generó un relieve colinado y numerosas ciénagas fragmentadas alimentadas por sistemas anastomosados de afluentes de un paleo río del Amazonas. Es probable que estas cuencas estuvieran condicionadas y restringidas por la estacionalidad del río, razón por la cual ocasionalmente podían interconectarse en épocas de caudales máximos. El clima que se asocia a esta condición debió ser más seco que en la actualidad, hecho que permitió regionalmente la formación de paleosuelos con propiedades vérticas, en los cuales se encuentran numerosos fósiles de la biota de la época. Los climas que se presentaron sugieren situaciones de aridez en algunos momentos de su formación las cuales posiblemente continuaron hasta finales del Plioceno e inicio del Pleistoceno,

coincidiendo con el inicio de la Formación Jericó. Se considera que al menos en el territorio colombiano, el techo del Solimões (Mioceno tardío) no presenta evidencias de elementos de origen marino ni condiciones asociadas (estuarios); todos los materiales depositados en sus cuencas provienen de sistemas continentales (Figuras 5-7).

EVIDENCIAS DEL CAMBIO DE CLIMA EN LA ESTRATIGRAFÌA DE LAS FORMACIONES CUATERNARIAS

Vitulich (1998) reconoce para el territorio de la Amazonía Occidental un evento denominado pos-Solimões (Pleistoceno-Holoceno) durante el cual se presentaron ciclos glaciares e interglaciares (pluviales e interpluviales). Los ciclos pluviales generan la evolución del relieve y la formación de suelos que se asocias a la estabilización climática, evolución de suelos y el establecimiento de los bosques tropicales. El nivel base regional de los ríos asciende y se inicia un nuevo ciclo de erosión que retrocede en los valles y genera caudales con suficiente fuerza para arrastrar fracciones gravosas que quedan en los paleocanales como remanentes de la energía de estos nuevos sistemas; estos depósitos se generan por la degradación de los materiales de la Formación Solimões, en diferentes niveles que dependen del nivel de base local. Un último ciclo pluvial se presentó en el Holoceno inferior (Costa, 1991). Un último ciclo de ensanchamiento de valles comienza en el Holoceno inferior. Waghorn (1974) sugiere una edad máxima de 10.000 años para las gravas de los valles recientes, estas son ricas en minerales pesados como casiterita, ilmenita de una edad, probablemente del Pleistoceno superior (Vitulich ,1998), edad que se propone en razón a que en diversos lugares se han encontrados artefactos indígenas de grupos de América del Sur, asentamientos cuyos registros se remontan a una edad entre 22.000 y 24.000 años AP. (Waghorn, 1974) (Figura 2).

EL PLIO (?)-PLEISTOCENO - CUATERNARIO COLINADO

Dado que el Cuaternario abarca los últimos 2.59 millones de años (Walker *et al.* 2009), es bastante probable que las Formaciones Jericó e Içá ambas con morfología colinada estén al interior de una amplia faja excavada sobre las colinas de la Formación Pebas/Solimões por el actual río Amazonas.

LA FORMACIÓN JERICÓ COLOMBIA

La Formación Jericó se localiza en la Amazonía Occidental en una franja de dirección Suroeste-Noreste (40-50° grados), en la Amazonía Occidental con una extensión longitudional de aproximadamente 60 km y un ancho que puede variar en el sur hasta 12 km y en el norte hasta 24 km; en el territorio brasilero se pincha en un brazo de tan sólo 4 km de ancho aproximadamente. Esta faja de sedimentos no consolidados, se sitúa entre las formaciones Solimões e Içá, el nombre de Formación Jericó, se emplea para describir un conjunto de sedimentos con niveles de bauxita en posición horizontal y discordante sobre la Formación Pebas/ Solimões que se describe por primera vez para el territorio. La unidad estratigráfica aflora entre los km. 20.3 y 23 de la carretera Leticia-Tarapacá y sobre el río Calderón, donde se puede seguir la continuidad de la secuencia, cuya columna estratigráfica fue levantada 50 m antes de la finca Jericó y frente al camino de herradura que lleva hasta el río Calderón.

La estratigrafía de la Formación Jericó está caracterizada por cuatro secuencias de arenas y arcillas y se inicia con un horizonte petroférrico que tiene un espesor variable entre 2 a 4 cm que separa a la Formación Solimões de la Formación Jericó (Figuras 8, 9 y 10). Geomorfologicamente se trata de una sistema de colinas de baja altura, menores de 30 metros y cimas bastante

amplias, separadas por valles amplios, que se distinguen nítidamente del área plana de la terraza de Leticia con la cual está en contacto en su margen Suroeste. El rasgo más llamativo de esta unidad es su coloración rojo claro a rosado moteado de blanco en los estratos finos y el color naranja que exhiben las arenas.

La secuencia propuesta como sección tipo tiene 8 metros de espesor en la Finca Jericó y está conformada por sedimentos de origen aluvial con lentes de hasta 2 a 3 m de los sedimentos de la Formación Solimões. Se considera que esta formación podría tener una edad entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano. En la actualidad no se dispone de una datación dado la ausencia absoluta de fósiles, la degradación de la materia orgánica y del material parental, debido a los intensos procesos de oxidación y a la generación de Gibsita, que borró los rasgos estructurales primarios de los materiales. El hallazgo del contacto con la Formación Solimões en el km 23 vía Leticia- Tarapacá, sumado al hecho de que materiales de la formación Jericó se hallan como elementos composicionales de los sedimentos de la Formación Içá, han permitido establecer una cronología relativa al menos entre el Içá y el Solimões.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA FORMACIÓN JERICÓ

Después de la depositación de la Formación Solimões, se presentó un incremento en los caudales superficiales, probablemente por un aumento en las lluvias en las zonas andinas y territorios amazónicos occidentales o por derretimiento de los glaciares, hecho que originó grandes caudales que afectaron estos territorios amazónicos. Hay evidencias de depósitos fluviales que indican que durante parte del pleistoceno tardío (Pleniglacial medio al Pleniglacial superior) y el Holoceno, los ríos de tierras bajas sufrieron importantes cambios paleo hidrológicos, aunque los patrones meándricos son siempre dominantes (Latrubesse & Kalicki, 2002; Latrubesse & Rancy, 1998, 2000). Cárdenas *et al.* (2011) basados en reconstrucciones paleoambientales en el flanco occidental de los Andes en la Amazonía occidental demuestran alteraciones en los bosques como en respuesta a cambios de clima de glacial a interglacial con descenso de temperatura de hasta 5 grados y persistencia de condiciones húmedas en el territorio.

Es claro que estas voluminosas masas de agua transformaron el paisaje del Solimões al devastar y degradar la parte más superior, expuesta de la formación hasta transformarla en relieves colinados y generar nuevos patrones de drenaje. Es probable que el proceso de sedimentación se haya presentado en cinco pulsos que vinculan un estado inicial de alta energía que permitió la depositación de materiales gravosos en paleocanales y la depositación de arcillas. El pulso de arcillas, de carácter regional, dio origen a mantos de bauxita.

La erosión llegó a niveles tan extremos, que los voluminosos caudales empezaron a generar un proceso intenso de erosión en la Formación Solimões, a tal punto que la fragmentaron y generaron bloques sedimentarios que quedaron inmersos en las arcillas de neoformación de la Formación Jericó. En los sistemas de paleodrenajes y en los canales de fondo de estas nuevas topografías se alcanzan a depositar arenas gravosas, evento que sugiere corrientes muy fuertes, de intensidad mayor que las observadas en los ciclotemas del Solimões. Posterior a este evento de gran energía, extensas zonas se inundan y ya en aguas quietas se pueden reconocer fragmentos de diferentes tamaños desde centímetros a metros, que quedan embebidos y sirven como evidencia del vigor del evento inicial y de la inmediata calma debido a los elevados niveles de aguas en el territorio. Estas

arcillas presentan una laminación paralela, son de color posgenético rojo, dentro de ellas se observan lentes de tamaño de centímetros de aluminio bien diferenciados y las arcillas presentan hacia la parte basal bandeo composicional y estructuras de laminación paralela perfectamente definidas. En la secuencia se encontró un pequeño hiato entre estos materiales arcillosos del techo de la Formación Solimões y el inicio de la estratigrafía de la sección tipo de la Formación Jericó.

La generación de las bauxitas requiere un clima más caliente, más húmedo y más contrastado que el clima actual en la Amazonía. Esta formación de manera particular tiene un alto estado de oxidación con producción de deoxi-hidróxidos de aluminio y hierro y abundantes bauxitas generadas posteriormente a su depositación. No se evidenciaron cambios laterales intensos, al menos en las áreas donde se corroboró la continuidad de la Formación Jericó.

EL CAMBIO DE CLIMA EN LA FORMACIÓN JERICÓ EN EL TERCIARIO COLOMBIANO

La sedimentación del Plio-Pleistoceno configuró los depósitos arenosos y arcillosos de las tierras bajas y está asociado con las primeras dinámicas del río Amazonas en la región. Los cambios de clima han sido un detonante en las transformaciones morfológicas del territorio. Los materiales continentales de la Formación Solimões fueron expuestos a cíclicas y rítmicas crecidas de los sistemas fluviales que cubrieron todo el territorio. Las crecidas al parecer presentaron cierta periodicidad y de manera progresiva fueron disminuyendo su intensidad como se manifiesta en la potencia de los paquetes sedimentados. Aunque las evidencias muestran que en el Plioceno en la Amazonía hubo épocas con climas similares a los de hoy, en las zonas tropicales se manifestó una ligera expansión de los glaciares e igualmente una estacionalidad muy marcada en las precipitaciones. Sena *et al.* (1996) plantearon que las formaciones lateríticas son de considerable importancia como horizontes de referencia para estudios neotectónicos. En la región amazónica estas formaciones, se pueden observar en dos periodos bien distintos, uno en el Terciario inferior (Eoceno - Oligoceno) y otro en el Plioceno-Pleistoceno (Costa, 1991). La costra ferruginosa o ferro aluminoso actúa como protección parcial contra la erosión física y el intemperismo químico. En el paisaje regional generalmente se mantienen superficies planas elevadas de mesetas que tienen desde decenas a varios de millares de kilómetros de extensión y altitud entre 500-800 m. Estas superficies pueden estar recubiertas de Latosoles y sedimentos o inclusive también tienen sus costras expuestas, sobre las cuales se desarrolla el bosque tropical o los ambientes de sabanas (matorrales, pastizales, pastizales arbolados) respectivamente. Estas costras sirven de referencia para identificar los dislocamientos neotectónicos, ya que manifiestan el desnivel de las mesetas que se pueden observar en una misma área o entre áreas distintas (Figuras 8 y 9).

PLEISTOCENO - CUATERNARIO COLINADO

El Pleistoceno de la Amazonía Occidental está representado por la Formación Içá (Isa), como una segunda unidad colinada del cuaternario Occidental de la Amazonía. Se le había asignado una edad Plio-Pleistocénica, pero ahora con base en la presencia de la Formación Jericó, hemos considerado que la edad para esta formación con bastante probabilidad es Pleistocénica (Figura 2).

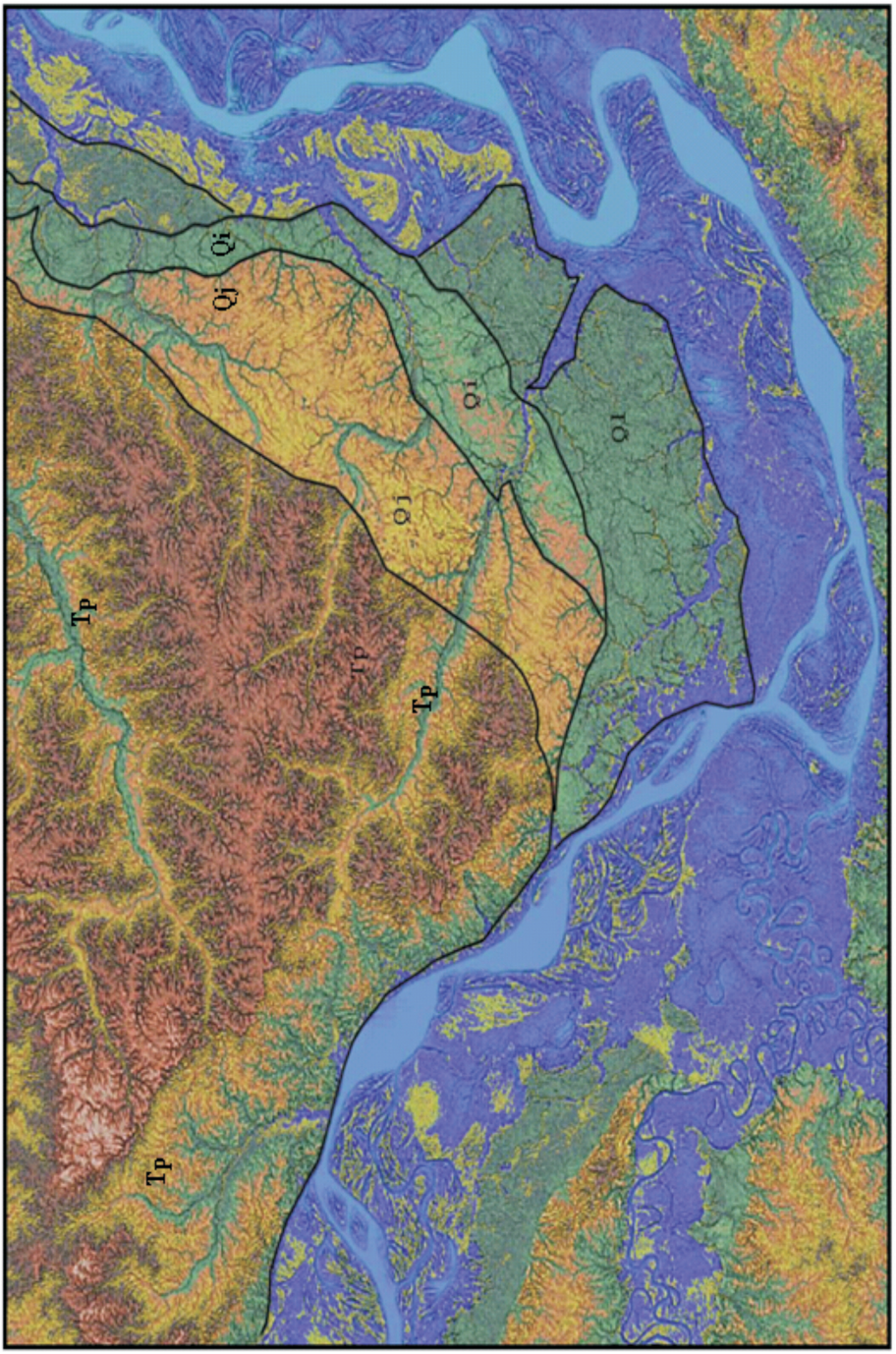


Figura 2. Unidades geológicas de la Amazonía colombiana: Tp: Formación Solimões/Pebas; Qj: Formación Jericó; Qi: Formación Içá; Ql: terraza de Leticia y elementos de la actual llanura de inundación.

Figura 3. Paleorelieves ondulados (parte basal de la secuencia Primavera de la Formación Solimões).

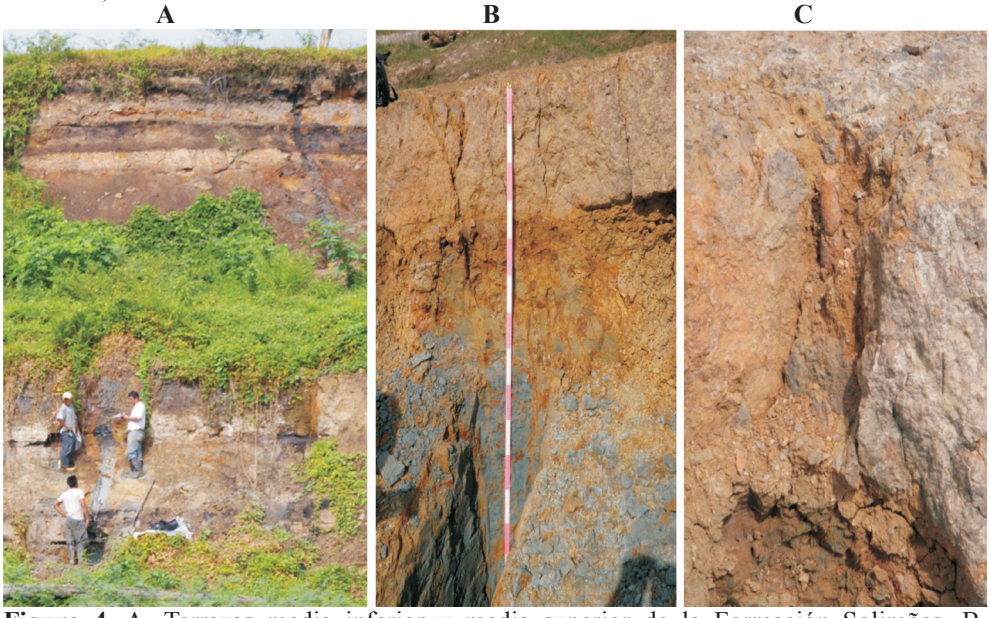
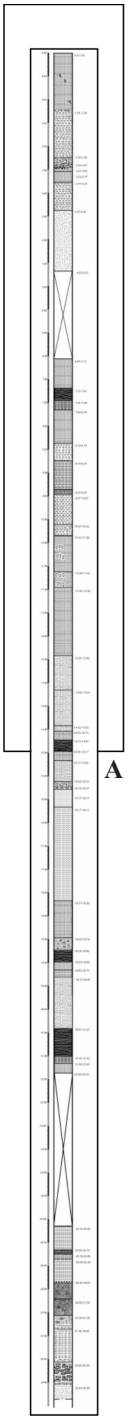
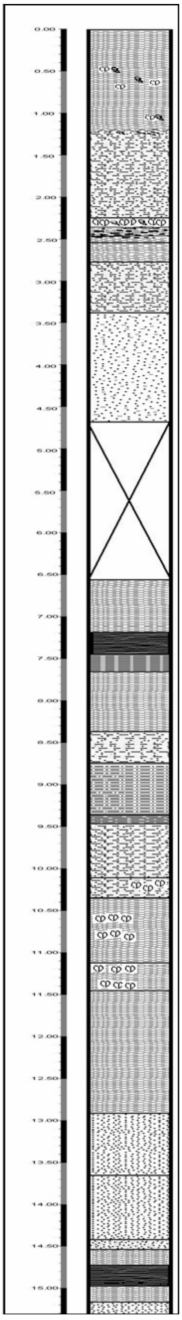


Figura 4. A. Terrazas media inferior y media superior de la Formación Solimões. B. Paleosuelo petroférrico en la terraza inferior. C. Restos vegetales *in situ* al interior del paleosuelo petroférrico.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN SOLIMÕES EN COLOMBIA - Sección superior -





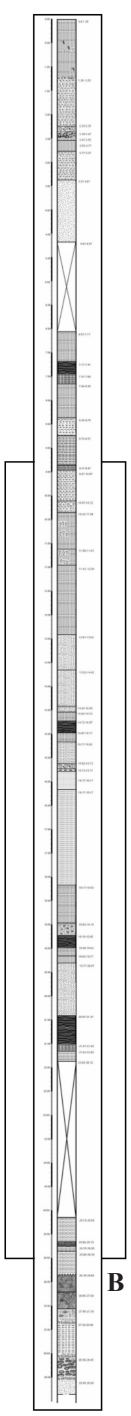
ESTRATIGRAFÌA DE LA FORMACIÒN SOLIMÕES
SANTA SOFÌA LOMALINDA

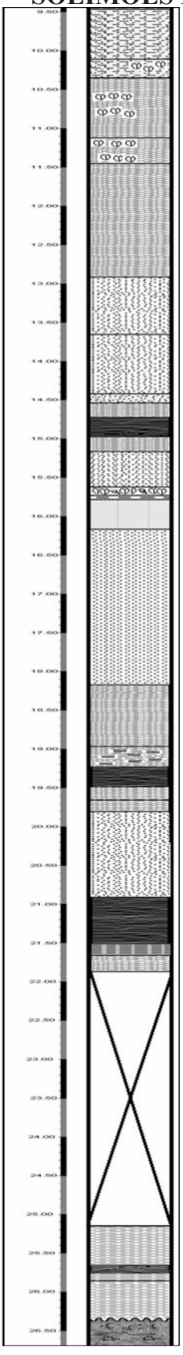
COORDENADAS: 3°59'3.70"S / 70° 9'24.44"O.
Recuperado: 29 metros. Profundidad en cm.

0.0-1.20	Arcilla grisácea, con altas concentraciones de moluscos reunidos en lentes discontinuos pequeños, de 1 a 2 cm a 50, 65 y 70 cm de profundidad. Presencia de laminación paralela, marcada presencia de materia orgánica en concentraciones de 2 a 5 % y presencia de hierro en concreciones hacia la base. Entre los fósiles se reconocen gasterópodos, bivalvos; el límite basal es tajante y denota una discordancia angular caracterizada por la presencia de un petroférrico incipiente de poco espesor, este límite está muy bien definido por la existencia de una capa plácica, con presencia de materia (pequeños troncos).
1.20- 2.25	Limo arcilloso, color azul, niveles de materia orgánica en muy poca concentración hacia la parte superior de la capa.
2.25-2.35	Nivel fosilífero con moluscos como gasterópodos y bivalvos, sin desgaste, en la parte inferior del nivel fosilífero hay presencia de madera carbonizada, paralela a los planos de sedimentación.
2.35-2.47	Nivel de arcilla orgánica, (arcilla bituminosa) con laminación paralela, hay lentes pequeños de carbón, de dimensiones de 0,5 cm, estos niveles se concentran más hacia la parte basal de la capa.
2.47-2.52	Arcilla parda y marrón, con niveles de materia orgánica y lentes fragmentados no superior a 4 mm de lentes de carbón con textura augen.
2.52-2.77	Arcilla gris con presencia de arcilla parda y materia orgánica en una proporción inferior al 5%.
2.77-3.37	Limo arcilloso, con variaciones laterales a arcilla arenosa fina, color azul intenso sin estructura.
3.37-4.67	Areno arcillo limosa, color azul claro, sin estructura, masiva.
4.67-6.57	Ausencia de secuencia por derrubios 2.50 metros sin registro.
6.57-7.17	Arcilla grisácea homogénea, sin estructura, con óxidos de hierro.
7.17.- 7.41	Carbón, lignito pardo.
7.41-7.64	Arcilla orgánica laminación paralela con intercalaciones de arcilla gris. Presencia de lentes de carbón y materia orgánica.
7.64- 8.34	Arcilla gris masiva, laminación paralela, hacia la base materia orgánica.
8.34-8.74	Arcilla arenosa carbonosa, laminación paralela, o lor a metano, oxidación de hierro en diferentes niveles de la capa.
8.74-9.37	Arcilla limosa gris muy oscuro, negra, orgánica, con concentraciones mayores de materia orgánica hacia la base, moteado por partículas de carbón y con mayor concentración. Hacia 1.63 m de profundidad, hay un bandeo incipiente hacia la parte media de la capa.
9.37-9.47	Arcilla negra orgánica sin estructura.
9.47-10.07	Arcilla limosa verde con lentes de limo orgánico dispuestos de manera paralela a la estratificación de tamaño 3x4 cm, alargados.
10.07-10.32	Arcilla limosa con conchales, presencia de bivalvos y gasterópodos, en dos concentraciones, hacia la base y el techo de la capa.
10.32-11.09	Arcilla café sin estructuras, masiva, ruptura concoide muy bien definida, bajas concent raciones de conchales hacia las profundidades de 3.42 y 3.62 cm, fragmentadas lateralmente.

Figura 5. Formación Solimões en la finca Primavera, parte superior de la sección tipo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN SOLIMÕES EN COLOMBIA - Sección intermedia -





LEVANTAMIENTO ESTRATIGRÀFICO DE LA FORMACIÒN SOLIMÕES
SANTA SOFÌA LOMALINDA

Continua

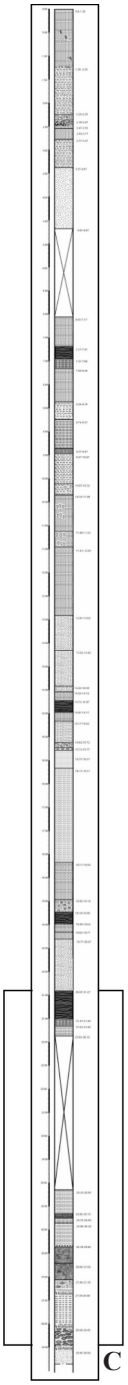
COORDENADAS: 3°59'3.70"S / 70° 9'24.44"O.
Recuperado: 29 metros. Profundidad en cm.

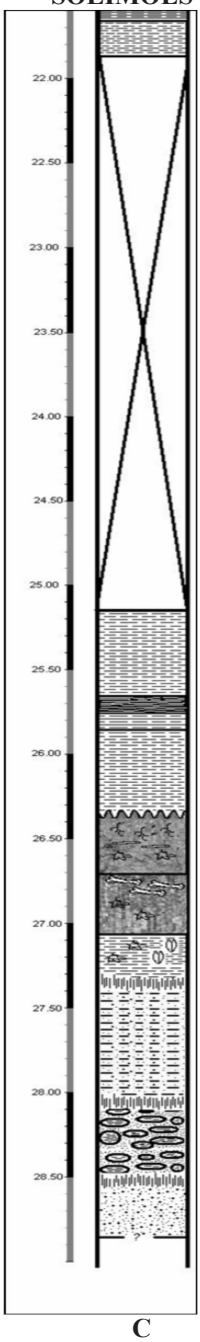
11.09-11.43	Arcilla con presencia de muy ligera fracción limosa, color gris pardo, conchales concentrados hacia el techo y la base de la capa, presencia de bivalvos, gasterópodos.
11.43-12.91	Arcilla de color gris a azul verdoso, más clara hacia el techo de la capa y más claro que la capa que la superyace. Capa masiva sin estructuras, con presencia de carbón en forma de pintas hacia la parte basal.
12.91-13.62	Arena media fina, color amarillo rojizo, presenta laminación paralela bien defini da, niveles ferrosos muy intensos de manera localizada paralela a la laminación.
13.62-14.42	Arena azul intenso media fina sin estructuras en la parte superior hacia la parte basal laminación paralela. En la parte basal la arena azul es media, con laminación entrecruzada.
14.42-14.52	Limo arenoso azul con laminación paralela.
14.52-14.72	Arcilla limosa orgánica café con presencia de fósiles fragmentados y desgastados, hay mayor concentración de macro restos y de materia orgánica hacia el techo de la capa.
14.72-14.97	Lignito con laminación paralela.
14.97-15.17	Arcilla limosa azul, con macro restos con visos verdes, materia orgánica en lentes de hasta 0,2 0,4 cm.
15.17-15.62	Arena limosa fina a muy fina azul a verde azulosa, sin estructuras.
15.62-15.72	Lente de conchas desgastadas, fracción arenosa, con color azul de arcilla en lentes pequeños al interior.
15.72-15.77	Arcilla orgánica café, sin estructura.
15.77 - 16.17	Arena azulosa fina, con materia orgánica y macro restos, arena muy gruesa sin estructuras.
16.17-18.17	Arena media azulosa, con materia orgánica y macro restos, arena muy gruesa, sin estructuras.
18.17-18.92	Arcilla color gris pardo oscuro y laminación paralela con ligera fracción limosa.
18.92-19.18	Arcilla gris parda y verde con concrec iones arcillosas amarillas de dimensiones entre 2 a 3 cm. Sin estructuras.
19.18-19.45	Carbón lignito, al interior lentes de arcilla azul, en lentes de hasta 2 cm paralelos a la estratificación y alargados.
19.45-19.62	Arcilla orgánica café moteado de crema.
19.62-19.77	Arcilla gris, masiva, moteado de materia orgánica que se concentra a veces en pintas localizadas en el estrato.
19.77-20.87	Arena limosa verde azulosa, masiva, sin estructuras.
20.87-21.47	Carbón, lignito masivo, color café a negro, lamina ción perfectamente definida, con presencia de lentes ocasiones de arcilla de dimensiones de 2 a 3 cm paralelos a la estratificación.
21.47-21.62	Arcilla orgánica negra con laminación paralela,
21.62-23.82	Arcilla verdosa sin estructuras.
23.82-25.12	Columna tapada por derrubios.
25.12-25.62	Arcilla grisácea, sin estructuras, homogénea.
25.62-25.72	Lignito mezclado con arcillas orgánica. Color café
25.72-25.82	Arcilla orgánica, moteada de amarillo.
25.82- 26.32	Arcilla grisácea con moteo de materia orgánica, no hay presencia de estructuras, homogénea, no hay presencia de moluscos.

B **B** **B**

Figura 6. Formación Solimões en la finca Primavera, parte media-inferior de la sección tipo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN SOLIMÕES EN COLOMBIA - SECCIÓN BASAL -





C

PALEOSUELO TERRAZA BASAL SECCIÒN TIPO DEL SOLIMÕES
TERRAZA BASAL SECCIÓN TIPO SOLIMÕES

SANTA SOFÌA - LOMALINDA

COORDENADAS: 3°59'3.70"S / 70° 9'24.44"O.
Recuperado: 29 metros. Profundidad en cm.

26.32-26.97	Horizonte petroférrico muy duro, rojizo, fuertemente enriquecido por concentraciones de hierro en formas de placas endurecidas, con oquedades y con huellas de raíces, el límite superior de la capa es una di scordancia angular, que se puede seguir later almente de manera regional. Con alta cantidad de fósiles, de plantas en posición vertical y restos huesos. Localizados entre 1.55 a 1.63 m y entre 26.77 y 26.87 m de profundidad.
26.97-27.27	Horizonte Oxico con alta concentración de fósiles (presencia de macrofauna, caparazones de tortuga, restos óseos de cocodrilya, huesos, fragmentos de vertebras, fragmentos de mandíbulas de pez). Arcillas pardas rojizas, con lentes de arcillas azulosas, altamente moteada, con abundantes costras de hierro.
27.27-28.57	Arcilla verde basal a arcilla limoarenosa color azul intenso con restos esparcidos de conchas de bivalvos, homogénea, sin estructura. Límite inferior difuso.
28.57 – 29.27	Arenas finas arcillosas color azul, con oxidadas, arenas bien seleccionadas, presencia de materia orgánica bien preservada en bajas concentraciones. Hacia la profundidad de 2.40 m. hay un ligero incremento en la naturaleza textural a arenas medias. Hay gradación de la capa, límite inferior es difuso.
29.27 – 29.72	Arenas conglomeráticas con lentes de arcillas retrabajadas de dimensión de 3 a 4 cm. Arcillas de color pardo rojizo. Presencia de niveles de oxidación.
29.72 - -?	Arenas finas a media, azulosas, sin estructuras, homogénea.

C

Figura 7. Formación Solimões finca Primavera, parte inferior-paleosuelo de la secuencia.

LA FORMACIÓN IÇÁ (ISA) EN COLOMBIA

Se ha empleado este nombre para referirse a una unidad descrita por Maia *et al.* (1977) y por Rossetti (2005) en las cercanías de Leticia, en el área de Tabatinga en Brasil. En su mayor parte se halla recubierta por los sedimentos más recientes de la terraza de Leticia, comportamiento que no se da en territorio brasilero. Afloran en cercanías de la base naval de Leticia sobre el brazo Occidental del río Amazonas. Al recorrer la terraza de Leticia, genera ondulaciones color rojo o naranja rojizo que sobresalen pocos metros por encima de la terraza y que corresponden a remanentes de paleorelieves del Içá (Figuras 2, 11 y 12). Esta formación es una franja de dirección SW-NE que se observa desde las zonas del Colegio Camilo Torres en Leticia y se puede seguir desde limites con Brasil en el área del municipio de Tabatinga (Brasil) hacia el Este y hacia el Oeste presenta continuidad hasta la base naval de Leticia; su continuidad hacia el Norte se reconoce en el río Calderón.

Es de grosor irregular, con sedimentos no consolidados, que consideramos yacen discordantes sobre la Formación Jericó. Presenta niveles de arcillas, con variabilidad textural de limos a areniscas finas, media a gruesas, así mismo limos con mezclas texturales. Es muy llamativa la presencia de estructuras de flujo en toda la secuencia que afirman su origen fluvial. Los colores son muy característicos, rojos, rojo-naranja, amarillo, rosado a gris claro, puede observarse laminación paralela, estratificación entrecruzada, así como sutiles imbricaciones en los materiales gruesos (Figuras 11, 12 y 13). Muchas de las arenas presentan en su interior niveles de gibsita retrabajada de la Formación Jericó. El nivel base de su formación se encuentra por debajo de los niveles mínimos que alcanza en la actualidad el río Amazonas en condiciones más secas y sus partes más altas corresponden a las cimas de sus colinas que sobresalen unos pocos metros por encima de la terraza de Leticia, por lo cual el espesor que se observa es apenas de unos 22 metros. Las columnas litológicas se observan desde lejos con tonalidades rojizas, geomorfologicamente son sistemas de colinas de muy baja altura, entre 20 a 25 metros, con cimas en forma de domos alargados, con laderas convexas y presencia de caños con drenajes angostos. La secuencia propuesta como sección tipo para el territorio colombiano, aflora en la finca Olga Vergara, cercana a la Base Naval de Leticia, donde se exponen alrededor de 13 metros de secuencia estratigráfica.

Desde la base al techo se reconocen estratificaciones con gradación positiva granodecreciente a medida que se asciende en la columna estratigráfica como elementos dominantes en la estratigrafía de estos paquetes sedimentarios de origen aluvial. Varios autores (Radambrasil, 1977, Rossetti & Mann, 2007, Wesselingh *et al.,* 2010) han considerado la edad de la Formación Içá en el intervalo Plio-Pleistoceno. A este respecto los nuevos datos estratigráficos, sumado a las correlaciones regionales y a que la Formación Içá posee en su estratigráfica elementos de la Formación Jericó cuya edad hemos estimado en el Plioceno, nos ha permitido estimar la Formación Içá en el Pleistoceno.

Al igual que para la Formación Jericó, no se dispone en la actualidad de una datación directa y hay una ausencia absoluta de fósiles al menos en el territorio colombiano. Se le adicionan a esta condición la degradación de la materia orgánica y la intensa oxidación de los materiales que no garantizan ni siquiera la posibilidad de análisis palinológicos. No hay evidencia de contactos con las unidades estratigráficas que la subyacen, se estima que es tipo discordante, dado que son materiales retrabajados de formaciones existentes. Los materiales de esta formación presentan un estado de oxidación muy alto y los

materiales están excesivamente lixiviados y transformados (Figura 13).

LOS CAMBIOS DE CLIMA EN LA FORMACIÓN IÇÁ EN EL TERCIARIO COLOMBIANO

La Formación Içá en Colombia muestra tres episodios muy bien definidos que se relacionan cada uno con un elevado incremento del caudal, que hace que los sistemas fluviales transporten grandes cantidades de agua en forma de pulsos que son precedidos del estancamiento de las aguas, ya que el techo de cada evento finaliza con la sedimentación de arcillas, inclusive con laminación paralela. Se descarta la migración de los sistemas fluviales, ya que un fenómeno así, permitiría la erosión de secuencias antiguas y posiblemente el grosor de las arcillas sería de poca potencia. Estos tres eventos pueden asociarse con tres eventos climáticos que igualmente afectaron a los territorios andinos, con lo cual verdaderos diluvios provenientes de las zonas andinas y del piedemonte afectaron estos territorios de la Amazonía Occidental.

HISTORIA GEOLÓGICA

La secuencia de la formación Içá en el territorio colombiano, es de origen sedimentario continental fluvial con dinámicas muy similares a las que se presentan actualmente pero con un nivel base mucho más bajo al actualmente observado en el río Amazonas. La formación se originó a partir de elementos preexistentes retrabajados, cuyos materiales parentales fueron constituyentes de las formaciones Solimões y Jericó. Es bastante probable que en este período se pueda reconocer una fase de regresión marina en territorios costeros y de cambio en el clima manifestada en las condiciones de precipitación en el territorio de la Amazonía occidental, gracias al nivel de depositación que presenta esta unidad en el momento de su origen. La formación Içá en Colombia de acuerdo con la naturaleza textural de los materiales, manifiesta tres pulsos sedimentarios, un pulso basal e intermedio de muy alta energía y un pulso superior con la mayor energía registrada en la secuencia. El evento que marca la formación Içá es de alta energía, lo cual sugiere una pronunciada alteración paisajística de los territorios de la Amazonía occidental, gracias a la migración del río Amazonas cuyo cauce comienza a tomar su configuración actual. La distribución de esta formación se amplía hasta el Perú y zonas de Brasil donde presenta su mayor extensión. Se manifiesta así un evento regional como respuesta a un dramático cambio morfológico, estructural y en el clima de toda esta región.

CONSIDERACIONES FINALES

Las consideraciones sobre las condiciones constantes en el clima de la Amazonía desde el Neógeno, no se sostienen con las evidencias estratigráficas que se ofrecen en esta contribución sobre la Amazonía colombiana. Resulta bastante claro que los cambios en la precipitación y en el caudal de los ríos de la Amazonía Occidental se han reflejado de manera directa en las formaciones superficiales, por lo que una estabilidad climática que se ha deseado expresar al menos desde el Terciario superior (Mioceno) debe ser revaluada. Se debe considerar en la complejidad territorial actual, los efectos de los cambios de clima que se han reconocido en otros ambientes estrechamente ligados a la historia natural de la región amazónica. Existen en el territorio colombiano tres formaciones pobremente consolidadas, la Formación Solimões de edad Terciaria (Mioceno tardío), la Formación Jericó de edad Plioceno superior-Pleistoceno y la Formación Isa (Içá) que la consideramos al menos para Colombia de edad Pleistocénica. En cada una de ellas hay evidencias que se asocian con cambios de

clima. En consideración a la relevancia de la formación Solimões, ya que es esencial para poder entender los procesos de migración y evolución de especies, sumado a que es un foco de discusión muy interesante y amplia, gran parte de la discusión se refiere a esta formación.

LA FORMACIÓN SOLIMÕES:

Para la Formación Solimões en Colombia se propone como sección tipo, la de la finca Primavera, sector de Santa Sofía – Lomalinda - que refleja ambientes de planicies aluviales, pantanales (humedales) con vegetación boscosa junto con tipos de vegetación frecuentes en ambientes abiertos (pastizales, matorrales). La Formación se originó bajo condiciones de clima cálido con una estación seca muy prolongada. Está constituida por sedimentos finos (desde la base se reconocen arenas, arenas conglomeráticas, desarrollo edafológicos, niveles de arcillas orgánicos, niveles arenosos muy finos, arcillosos y limosos de tonalidades predominantemente azules, mantos de carbón, conchales y arcillas bituminosas). Hay cinco ciclotemas completos y en la parte basal de la secuencia estratigráfica se registra el evento de sequía más extrema registrada en la Amazonía occidental. Además no presenta evidencias de elementos de origen marino ni de condiciones asociadas (estuarios). Todos los materiales depositados en sus cuencas provienen de sistemas continentales.

La Edad de la Formación Solimões

La formación Solimões fue inicialmente reportadas por Gabb (1869) y Stere (1871), descrita por Moraes (1930) y formalizada por Caputo *et al.* (1971) como una depositación cíclica y alternada de capas de lodolitas, limolitas y areniscas. Maia *et al.* (1977) asignaron a los materiales paleontológicos una edad entre el Mioceno-Plioceno, mientras que en las partes de mayor espesor de los estratos sedimentarios, se alcanzaba al Oligoceno. Latrubesse *et al.* (1994) confirmaron la edad Mioceno Superior–Plioceno para los depósitos de las porciones superiores de la Formación Solimões, calificación que está de acuerdo con la distribución de las secuencias estratigráficas reconocidas en el territorio colombiano. Según Do Santos y Nertan (1998) las mayores extensiones de coberturas terciarias se encuentran al oeste del Brasil, donde la formación Solimões presenta bajos relieves, drenajes encajados, esculpidos en arcilla, limos y arenitas con niveles conglomeraticos y lateritas de la Formación Barreriras (DNPM, 1981). Núñez *et al.* (2004) referenciaron en la zona de los llanos amazónicos a la formación Pebas (Solimões) de edad Mioceno inferior tardío a Mioceno medio temprano. La estratigrafía de la Formación Solimões se puede correlacionar con los depósitos del Mioceno superior de la formación Yecua (Bolivia) y con las Formaciones Pebas, Ipuro y Nauta (Perú) y con la Formación Anta en el norte de Argentina (Hernández *et al.,* 2005, Hoorn, 2006, Hulka *et al.,* 2006, Rebata *et al.,* 2006, Hovikoski *et al.,* 2007). Esta formación fue depositada principalmente entre el final del Mioceno y el inicio del Plioceno (Westaway, 2006). Los sedimentos del Solimões del Mioceno Tardío fueron depositados al Oeste del arco de Purús hasta la frontera del Brasil con Perú y Bolivia (Latrubesse, 2010, Latrubesse *et al.,* 2010). La evolución de la cuenca durante el Mioceno tardío se relaciona principalmente con el comportamiento tectónico de los Andes Centrales. A este respecto consideramos que es necesario realizar estudios regionales más profundos, ya que entidades geológicas de la cuenca del Amazonas como la formación After do Chao se han redefinido; inicialmente fue considerada del Cretácico, pero su edad es Terciaria (Caputo, 2011). Es conveniente profundizar en la geología local con el fin de tener herramientas de correlación a escala regional.

El origen

Maia *et al.* (1977) se refirieron a una inversión completa en la Formación Solimões debido a los materiales de la base que fueron separados en otra formación denominada Ramón (material arenoso en ambiente oxidante), que aflora al oeste de la Sierra de Divisor. La Formación Solimões por tanto se originó en un ambiente eminentemente reductor, gradada tanto vertical como lateralmente hacia una sección inferior de ambiente oxidante, perteneciente a la Formación Ramón cuya edad va desde el Cretáceo Superior al Paleoceno (Maia *et al.,* 1977, Latrubesse 2010). Este tipo de comportamiento también fue reconocido en sectores del Solimões Occidental. El ambiente de origen del Solimões, se debe asociar al origen de las grandes cuencas del territorio amazónico debido a depresiones que se generaron entre los escudos relativamente estables y con mínima deformación. Las cuencas fueron el ambiente propicio para la sedimentación de depósitos locales, desde hace 500 millones de años. Las depresiones están representadas por las cuencas sedimentarias de los ríos Amazonas, Solimões y Acre y están definidas por arcos estructurales. La cuenca del amazonas es alargada en sentido Este a Oeste y está limitada por los arcos de Gurupá al Este y de Purus al Oeste. La cuenca del río Solimões se forma entre los arcos de Purús e Iquitos, Perú (Menin, 2007; Rossetti y Mann 2007). Mendes (2005) planteó la posibilidad de que el Arco de Iquitos funcionara como área fuente de sedimentos en épocas de sedimentación clástica regresiva (momentos de salida del mar), afirmación que no se sustenta con los registros y evidencias que se encuentran en los sedimentos de la formación. Según Vitulich (1987) en el Terciario, la región amazónica sufrió una intensa degradación dando origen a una región morfoestructural denominada "planalto rebajado" de la Amazonía Occidental. Los eventos de mayor importancia en los cuales se enmarca esta evolución morfológica de la región, son el pre-Solimões (Plioceno Superior), el Solimões (Plioceno Superior) y el evento pos-Solimões (Pleistoceno/ Holoceno) (Radambrasil, 1977).

La biota y su connotación ambiental en la formación Solimões

La fauna de moluscos del Solimões es más afín a la encontrada en áreas del océano Atlántico que a la del Pacífico (Frailey *et al.,* 1988). Se alude a la existencia de fósiles y palinomorfos de la formación Pebas/Solimões desde el Mioceno temprano / al Mioceno medio. En este intervalo las sucesiones estratigráficas estuvieron controladas por los Andes, hubo transgresiones marinas y los ambientes dominantes eran fluviolacustres (Lundberg *et al.*, 1998). Sin embargo, las transgresiones fueron el resultado de los altos niveles eustáticos del mar en el Mioceno medio (estado Burdigalian, Langhian y Serravallian) (Haq *et al.,* 1987), debido a eventos de subsidencia tectónica. Monsch (1998) reconoce la influencia marina durante el Mioceno en la cuenca noroccidental de la Amazonía; plantea una conexión entre el atlántico y el mar Caribe y la ictiofauna que reconoció la asoció a climas cálidos y a aguas de corrientes superficiales.

Ramos & Souza (2001); Ramos & Soarez (2001) han descrito la megafauna de edad del Pleistoceno del territorio de "Torre da Lua", en la margen izquierda de río Tarauaca, en la Amazonía noroccidental; todo el registro fósil fue calificado como fauna del Mioceno de la Formación Solimões. Se relacionó con los fósiles del Mioceno observados en el estado de Acre; entre los fósiles se reconocieron a Crocodylomorpha, mamíferos, molar de mastodonte de la especie *Haplomastodon hieringi* (Megatheridae) (Ramos & Silveira, 2001). Otros elementos como bivalvos y microfósiles corresponden a fauna autóctona. Entre los microfósiles se reconoce a ostrácodos e ictiolitos. Entre los ostrácodos, tres géneros:

Cytheridella (una especies) *Cytprideis* (tres especies) e *Darwinula* (una especie). Según el autor, la fauna fosilífera de las áreas de Perú, Colombia y Brasil que se hallan en el territorio son afines y se podían correlacionar de manera apropiada. Ramos (2005) en el análisis de ostrácodos del Neógeno de la Formación Solimões (Amazonas Brasil), describió una nueva especie (*Cytheridella purperae*) y reconoció seis especies endémicas del neógeno de la Amazonía occidental (*Darwinula fragilis, Cyprideis pebasae, C. graciosa, C. longispina, C. lacrimata* y *Cypria aqualica*). La fauna del sistema la asoció con depositación fluviolacustre, en condiciones de baja energía y muy baja o nula salinidad. Hernández *et al.* (2005), Hoorn (2006), Hulka *et al.* (2006), Rebata *et al.* (2006) y Hovikoski *et al.* (2007), resaltaron la abundancia de fósiles de bivalvos, gasterópodos y restos de vertebrados, e interpretaron un ambiente lacustrino de aguas someras de larga duración como ambiente de depositación.

Según Wesselingh (2006), durante el Mioceno (entre 23 y 8 Ma) los moluscos irradiaron en los sistemas de lagos y humedales de larga duración. Se facilitó la generación de un marcado endemismo y la continuidad de numerosos linajes propios (17 y 9 Ma). El sistema nunca fue sustituido totalmente por configuraciones fluviales y/o marinas y la diversidad de moluscos se incrementó en el Mioceno medio. El sistema Pebas fue la vía para que los organismos marinos móviles pudieran transferirse a hábitat de agua dulce y de igual manera obstruyo el intercambio con la biota terrestre de los Andes centrales y con la región de la Guyana. El sistema Pebas culmina justo antes del establecimiento de los sistemas amazónicos modernos (ligeramente antes de 8 Ma.) y posiblemente coincidió con una única y amplia incursión del mar al interior de las tierras bajas de la Amazonía. Con la terminación del sistema Pebas, la fauna de los moluscos endémicos prácticamente se extinguió (Wesselingh, 2006; Wesselingh & Salo, 2006). La fauna de moluscos de la Formación Solimões está enteramente compuesta de taxones obligados de agua dulce, parecidos a las especies modernas de la llanura aluvial de la Amazonía. No obstante que existen problemas en el reconocimiento de la fauna de moluscos y su vínculo con el ambiente de formación, debido a la complejidad de la clasificación taxonómica en el territorio. Wesselingh (2006) reconoció moluscos fósiles del Mioceno tardío de la formación Solimões de la Amazonía occidental brasileña, mejillones de agua dulce que son típicos de condiciones fluviales modernas y fluvio-lacustres y no encontró indicadores marginales de ambientes marinos. El desarrollo de la fauna de ostrácodos en el Mioceno de la Amazonía occidental, es el reflejo de amplias radiaciones de especies endémicas del sistema Pebas que fueron sustituidas por grupos modernos de ostrácodos fluviales durante la deposición de la formación Solimões. Wesseling *et al.* (2006) propusieron una biozonación de moluscos en depósitos al occidente de la Amazonía (Perú, Colombia y Brasil), comúnmente referida a la Formación Pebas de edad del Mioceno.

Orangel *et al.* (2006) reconocieron a un cocodrilo gigante (alligatoroid) denominado *Purussaurus sp.* De esta linaje previamente se conocían a *Purusaurus brasiliensis* de la Formación Solimões del Brasil y a *Purussaurus neivensis* del Mioceno medio de La Venta en Colombia. Entre los materiales recuperados en la el área de Primavera (Amazonía colombiana) durante la realización del proyecto, se reconocieron restos de *Purussaurus* sp, que se han asociado con condiciones de ríos, planicies inundables y lagos.

Según Alvarenga *&* Guilherme. (2003) los diversos vertebrados registrados en la Formación Solimões indican una expansión de las inundaciones en la región durante el Mioceno tardío al Plioceno temprano; en

el paisaje habían grandes cuerpos de agua dulce rodeados por vegetación abierta interdigitados con bosques. Ferreira (2008) en los registros de la flora palinológica del Neógeno en la cuenca alta del Solimões, Amazonía Occidental brasilera, reconoció en los materiales sedimentarios 112 especies, de la cuales casi el 50 % eran nuevos hallazgos. Según la reconstrucción ambiental, dominaron los sistemas fluviales altamente dinámicos. No se mencionan evidencias que indiquen ambientes costeros o marinos. Desde el Mioceno/Pleistoceno aparecen los registros de varios linajes de plantas (*Mauritia*, *Lepidocaryum*, *Symphonia*, observación personal con base en los registros de Jaramillo & Dilcher 2000) con base en lo cual se podría pensar que la diversidad actual puede ser el resultado de una larga historia de estabilidad ambiental. Según Jaramillo *et al.* (2010) los registros palinológicos y paleobotánicos de la Amazonía sugieren altos niveles en la diversidad en el Mioceno, por lo cual las condiciones iniciales o precedentes de la vegetación selvática tropical actual se desarrollaron durante el Paleógeno y Neógeno en el oeste de las tierras bajas del Amazonas. La tectónica andina afecto y cambió radicalmente los sistemas de drenaje en las lagunas y en los humedales. Un posible enfriamiento global en el Neógeno pudo afectar al territorio de tal manera que la disponibilidad de agua afectó la conformación de las formaciones geológicas, y facilitó la extensión de la vegetación abierta, pastizales, matorrales (formación de sabanas).Otros análisis palinológicos y la interpretación paleoambiental han permitido inferir de la existencia de áreas abiertas y bosques de galerías a lo largo de los ríos, pantanos y lagos poco profundos que apuntan a un clima tropical con estaciones secas y húmedas, que influyó en el territorio (Latrubesse *et al.,* 2007, Hsiou *et al*., 2009).

Los planteamientos de origen marino de la formación Solimões

Räsänen *et al.* (1998) y Hoorn (1988, 1990, 1991, 1993a, 1994a, 1994b, 1994c) definen un ambiente de sedimentación similar a un sistema lacustre que cubría enteramente la Amazonía Occidental con una estrecha conexión con el mar. Otros autores sugieren que hubo una influencia marina con sus transgresiones (Räsänen *et al.,* 1995, Gingras *et al.,* 2002, Jaramillo *et al.,* 2010). Mendes (2005) vinculó este origen con la abundancia de niveles de carbón y de fósiles y el dominio de sedimentos finos y precipitaciones químicas en algunos niveles. Se considera que tras la retirada del mar, se renovaron las fases tectónicas durante el Mioceno, como reflejo de la reactivación de los Andes. Estos procesos podrían haber cerrado conexiones con el Océano Pacifico, favoreciendo la creación de amplias cuencas, sobre todo con sedimentación lacustre en la Amazonía Occidental, eventos que se registraron en la Formación Solimões. El drenaje orientado hacia el Oeste alimentó estas zonas lacustres, con arenas procedentes desde el arco de Purus. También hubo sedimentación en flujos derivados desde el Caribe. Estas acciones fueron muy significativas durante los estados de depositación de la Formación Solimões (Nutall 1990, Hoorn, 1993, 1994c, Monsch 1998). En este sentido, se postula que las condiciones marinas pudieron haber sido estables durante este tiempo (Räsänen *et al.,* 1995).

Según Frailey *et al.* (1988), las unidades estratigráficas en la zona Occidental de la cuenca del Amazonas del Pleistoceno tardío y del Holoceno se han generalizado, por lo cual la presencia de sedimentación deltaica en la parte más superior de estas unidades cerca a río Branco, territorio Occidental de Brasil, ha permitido asociarla con el borde de un gran lago en la Amazonía, que existió en el pasado reciente, cuando el tectonismo

causó activas deformaciones de los bordes de la cuenca del Amazonas. Las ramificaciones de este lago se extendieron por todas las áreas modernas de la Amazonía Occidental. Para los autores es posible que en el Cenozoico toda la cuenca de Amazonas fuese el reflejo de un simple ambiente deposición lacustre, donde las Formaciones Madre de Dios y Solimões se extendían desde la base de los Andes hasta la desembocadura del Amazonas. El lago del Amazonas presentaría un comportamiento oscilatorio en respuesta a los cambios del nivel del mar, siendo las cuencas más bajas las sensibles a estos cambios. Algunos autores la han interpretado como períodos de sumersión en el nivel local de las aguas (Räsänen et. al. 1998). Desde el Mioceno medio al Mioceno tardío 11.8–10.0 Ma, las cuencas protoandinas fueron afectadas por transgresiones marinas, con el evento marino Pebasiano desde el Caribe en el Norte hasta el sur en Acre y la vía marina del Paraná desde el Atlántico sur. No hay evidencia de un mar epicontinental que conectara el Caribe con el Atlántico Sur, pero hay evidencias de que numerosas cuencas protoandinas fueron afectadas por ambientes marinos, salobres y de agua dulce (Lundberg *et al.,* 1998).

Para Wesselingh & Salo (2006) el sistema de la Formación Pebas consistía de una serie de lagos y humedales con origen fluvial e influencia marina. El sistema se expandió para cubrir el Occidente de la Amazonía, especialmente durante el Mioceno Medio (c. 16-9 Ma). En el suroeste de la Formación Pebas, en los límites entre Bolivia y Brasil, los depósitos del Mioceno de la cuenca Beni–Mamore fueron influenciados por las mareas y luego pasaron a depósitos completamente continentales controlados por las dinámicas en la cuenca Beni-Mamore (Rodazz *et al.,* 2006). Estos depósitos podrían ser los más septentrionales de las incursiones marinas al interior del sistema Paraná, o los depósitos más al sur de la ingresión del Mioceno tardío del Pebas o los depósitos centrales de un corredor marino interior del Mioceno del Amazonas. Sin embargo, dado el pobre y quizás deficiente control estratigráfico en estos depósitos es aconsejable realizar estudios geológicos con mayor definición y en mayor escala espacio temporal. Los depósitos de marea del Mioceno sugieren una conexión, ya sea con el sur del Océano Atlántico o el Mar Caribe o con las dos situaciones (Rodazz *et al.,* 2006).

Según Rabelo (2006); el arco de Iquitos influenció el paisaje en el noroeste de Suramérica en el Mioceno tardío. Los resultados de sus estudios integrales (palinología, mineralogía y geoquímica de isótopos), en una sección de la Formación Solimões, permitieron la correlación con las formaciones Pebas y Nauta de la región de Iquitos. Se establecieron varios intervalos, uno basal asociado al Mioceno Inferior-Medio que se deposito en ambientes de agua dulce con muy leve influencia marina y que se relaciona con la formación Pebas y el superior asociado al Mioceno superior/Plioceno que corresponde a la parte superior del Pebas, se relacionó con depósitos de sistema fluviales y se le asignó edad del Plioceno. Las asociaciones palinológicas detectadas mostraron afinidad con modelos paleoambientales que incluyen zonas fluviales, lagos, estuarios y humedales. Menin (2007), en sus interpretaciones planteó la existencia de una nueva fase tectónica que surgió en el Mioceno como reflejo de la reactivación de los Andes, con lo cual se favoreció la formación de una gran cuenca lacustre a partir del cierre de la conexión con el océano Pacifico, que se registró en la Formación Solimões.

Según Hovikoski *et al.* (2008), la génesis de las formaciones del Mioceno tardío de la subcuenca de Acre fueron claramente controladas por las mareas. Se documentó la existencia de canales de agua salobre (icnofósiles controlados por variaciones estacionales y de restos de *Purussaurus* sp.). Uba *et al.* (2009) plantearon que en

la formación Yecua de Bolivia (Mioceno) se reconoce la influencia de una incursión marina que afectó estas áreas bolivianas desde Colombia a través de Perú, Bolivia y territorios del Norte de Argentina. Este planteamiento es de especial importancia al delinear las conexiones marinas en el extremo sur del continente americano. En el mismo sentido puede asumirse la contribución de Dueñas & Van der Hammen (2007) sobre conexiones a gran escala entre el sur del continente (territorio del Charco Boreal, Bolivia- Argentina) y el norte de Colombia a través de la cuenca Amazónica. Sobre estas probables conexiones que facilitaron la extensión de linajes vegetales cuyas especies son dominantes en la vegetación de zonas del Caribe de Colombia y los llanos de Venezuela se refirió Rangel (2011).

Los planteamientos de origen continental de la formación Solimões

Para Tricart *et al.* (1968) los depósitos de la formación Solimões provenían de la región cordillerana, de los Andes. El evento termina con un clima menos severo, estabilización de paisajes y dominio de acciones pedogenéticas, barras de arenas, canales y llanuras de inundación formadas en un sistema fluvial y lacustre (Caputo *et al.,* 1971, 1972 y Caputo, 1985). La información acerca del Pebas aportada por Muñoz-Torres *et al.* (2005) y Hoorn (1988, 1990, 1991, 1993a, 1994c) es limitada, tiene problemas estratigráficos regionales que no ameritaban la extensión de sus consideraciones puntuales. La distribución vertical de la formación no se ha caracterizado con precisión, ya que podría oscilar entre 275 m de espesor y un máximo de 980 m propuesta por Maia *et al.* (1977). Moraes (en Purper, 1979), mencionó que el grosor del afloramiento de la Formación Pebas en el sitio típico era tan sólo de 17,80 m. Es claro que el grosor, parte superior y los límites inferiores de la formación en el sitio del afloramiento no se han establecido con precisión.

La generación de los paleosuelos es un evento reconocido en Brasil (Mioceno tardío). El proceso incluye fases de exposición subaérea, extendida por la erosión y la generación de una expresión laterítica en los paleo suelos (Rossetti 2001, Rossetti & Goes 2004). Todo el proceso es una inconformidad que se puede correlacionar hasta una distancia mayor a los 1000 km en diversas cuencas al noreste de la Amazonía. Esta superficie, posiblemente es equivalente a la inconformidad reconocida en el techo de la Formación Solimões en la Amazonía Occidental, denota la prevalencia de una bien definida ciclicidad y determina los climas secos y húmedos atribuidos a condiciones con una estación seca mas pronunciada que en la actualidad (Rossetti 2001y Rossetti & Goes 2004).

De acuerdo con Colinvaux *et al.* (2001), la información sobre la geología de las formaciones amazónicas implica una continuidad en las condiciones de humedad y de meteorización a lo largo del terciario y cuaternario. El clima de la Amazonía fue constante y la respuesta de la vegetación a los descensos de la temperatura fue la disminución en la generación de carbono orgánico, acción que no significó la sustitución en los ensambles vegetales. En el mismo sentido, plantean los autores que los datos disponibles sobre palinología del amazonas sin excepción (incluyendo registros de épocas recientes), muestran la estabilidad del bioma, sin que existiera en los análisis de polen información que se asociara a expresiones de coberturas propias de sabanas (pastizales, sitios abiertos) inclusive en épocas glaciares (Colinvaux *et al.,*2001). Estimamos que con las nuevas evidencias sobre los cambios de clima en áreas de la Amazonía, estas interpretaciones no tienen asideros fuertes. En los diagramas palinológicos de sedimentos del Solimões, en los pozos 1AS-27-AM a la profundidad de 210 m y 1AS-19 AM a la profundidad de 140 m (Ferreira, 2008), se observa que la abundancia relativa de Poaceae se incrementa, mientras que los valores de Arecaceae disminuyen. Estos

eventos igualmente muestran varios intervalos de ciclotemas que finalizan con la generación de lignitos. La situación puede tener dos interpretaciones, una vinculada con cambios en el nivel del agua en el ambiente lacustre y la extensión de los gramalotales (dominada por Poaceae) con la consecuente disminución de los palmares mixtos(Arecaceae) en la llanura de inundación; la segunda interpretación podría asociarse con cambios fuertes(composición florística) en los ensambles de vegetación como pastizales, matorrales y otros tipos de de vegetación de tipo abierta con dominancia de Poaceae (Sabanas).Aunque sin información complementaria de tipo sedimentológico-litológico, no podríamos afirmar cual sería la opción más probable -como igualmente lo puntualizó Ferreira (2008)-, es innegable que en cualquiera de las dos opciones se presentó un cambio de clima, especialmente relacionado con la precipitación.

Nuestros hallazgos demuestran la existencia de un vertisol (petrosuelo) en la base de la formación Solimões en la geología superficial para la Amazonía de Colombia. Las condiciones del clima cuando se originó el nivel petroférrico, no podían ser las de un ambiente selvático, húmedo, sino por el contrario debió ser más cercano a las condiciones que se encuentran por ejemplo en los llanos orientales y en algunos territorios del Caribe (mayor temperatura y menores montos de precipitación). A estas consideraciones se suma el hecho de que en la formación Jericó la generación de bauxitas es un argumento que refuta una homogeneidad climática en el Amazonas.

El origen de la formación Solimões está ligado a la orogénesis de los Andes y de los ríos que corren desde los Andes que transportan gran cantidad de sedimentos (Pereira, 2009). Latrubesse *et al.* (1997) y Westaway (2006) defienden un origen fluvial/lacustre para los sedimentos de la formación. Vonhof *et al.* (2010) realizaron un análisis de composición isotópica de estroncio, oxigeno y carbono de moluscos bien preservados (Bivalvos), cuyos resultados indican el dominio de ambientes de aguas dulces en los depósitos del Mioceno Inferior – Mioceno superior de la Formación Pebas en la Amazonía Occidental, la relación de radios de 87Sr/86Sr indica diferentes fuentes de agua dulce, la proveniente de los Andes fue la que dominó en el Mioceno de la Amazonía Occidental. Se considera que las aguas desde cuencas cratónicas ocasionalmente influyeron. Solamente un nivel estratigráfico presenta signos isotópicos que indican un incremento de salinidad acuática (Mesohalina – valor de salinidad entre 5 -18‰-), naturalmente representado por mas moluscos de ensamblajes salinos. El isótopo de estroncio, basado en la salinidad estigmatizada, se suprime a bajos niveles asombrosamente cuando se compara con otras paleosalinidades estimadas con base en la interpretación de las colecciones de (ichno) fauna y estructuras sedimentológicas. De acuerdo con estos autores estas -aparentemente contrastantes observaciones- pueden unificarse y considerar que la Amazonía Occidental, fue ocupada por una fauna variada, con permanecía de los sistemas lacustres (lagos, humedales), con conexiones muy restringidas, ya sea hacia las cuencas de los llanos y hacia el mar Caribe.

Caudales altos alimentaron a estos sistemas, con lo cual se bloqueó el influjo de aguas salinas y se restringieron las conexiones marinas hacia el Norte. Al igual que el lago de Maracaibo, tal sistema podría haber sido el sitio de corrientes microtidales que permitieron la permanencia de aguas salobres en sistemas de deposición de aguas dulces que eran dominantes.

Latrubesse (2010) y Latrubesse *et al.* (2010), analizaron la paleogeografía del Mioceno Tardío en la cuenca del Amazonas y su connotación en la evolución del río Amazonas. La secuencia completa del Mioceno se depositó en un ambiente continental al interior de una cuenca subsidente. El análisis de facies, el contenido de fauna fósil y el registro palinológico indican que

el ambiente de deposición fue dominado por los ríos, llanuras aluviales, llanuras de inundación (pantanos, lagos, deltas internos, y abanicos), donde los pastizales y el bosque de galería se desarrollaron en un clima tropical a subtropical. La formación Solimões fue depositada principalmente entre el final del Mioceno y el inicio del Plioceno (Westaway, 2006). El origen fluvial/lacustre para los sedimentos de la formación es sostenido por Latrubesse *et al.* (1997) y Westaway (2006). Gross *et al.* (2011) plantearon que desde el Mioceno en la Amazonía Occidental existieron extensas zonas de humedales. Los depósitos de la parte superior del Solimões (bioestratigraficamente datados como Mioceno Tardío) representan depósitos fluviales probablemente de sistemas de ríos anastomosados, con cuerpos de arenas que se formaron al interior de canales activos, deltas, canales abandonados, llanuras de inundación y paleosuelos. Todas estas condiciones se presentaron en sistemas lacustres localmente restringidos a lagos. Los moluscos y ostrácodos que se han encontrado son exclusivamente de aguas dulces y descartan completamente la influencia de aguas marinas durante el Mioceno tardío, así como la existencia de paleolagos de larga vida, con el lago Pebas (Latrubesse, 2010).

Del análisis comparativo de los diferentes argumentos que se mencionaron anteriormente y de nuestros resultados consideramos que las interpretaciones que se refieren a la presencia de inclusiones marinas y a la existencia de paleolagos en el Solimões durante el Mioceno Superior-Plioceno, al menos para la Amazonía Occidental (Colombia) requieren de evidencias más fuertes. Se necesita conocer la evolución de los drenajes en el territorio y el origen del Solimões propiamente dicho que repetimos, consideramos de naturaleza fluvio-lacustre. No se tienen evidencias del proceso de distribución de drenajes coetáneos con la formación Solimões asimismo se desconoce la formación del abanico del Sistema Jutaí – Jurua de tendencia SW-NE desde el Perú. Se desconocen los eventos coetáneos en la formación del drenaje del Amazonas moderno (Purus, Acre, Solimões) desde el Plio-Pleistoceno. A este respecto solamente se cuenta con algunas aproximaciones geomorfológicas fragmentadas, pero de gran valor, como la realizada por Vitulich (1987).

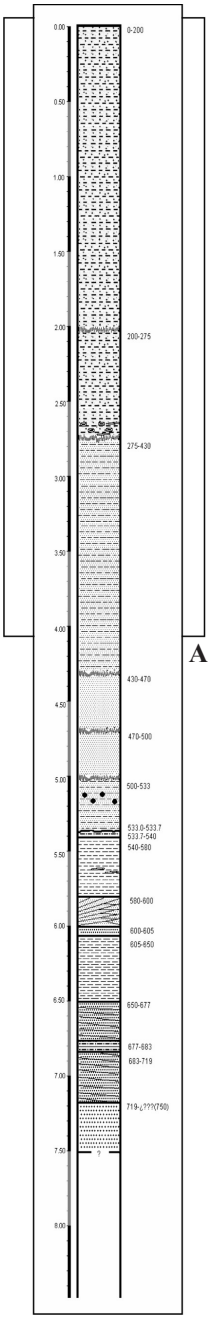
LA FORMACION JERICÓ

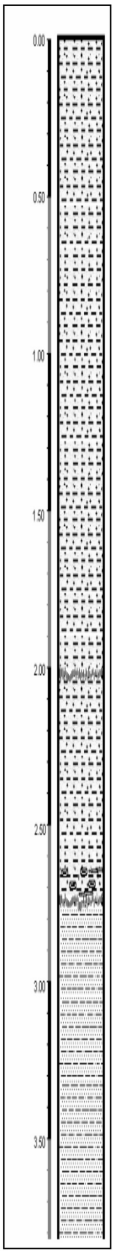
Para la Formación Jericó se propone como sección tipo la secuencia estratigráfica de la finca Jericó en el km 23 vía a Tarapacá. La formación se originó bajo condiciones de clima cálido con un extenso período muy lluvioso (muy húmedo), seguido de una estación seca de corta duración. Fue un clima con condiciones mas contrastadas que los climas actuales de la Amazonía. Está constituida por cuatro secuencias de arenas y arcillas y lo separa de la Formación Solimões un horizonte petroférrico. La columna estratigráfica presenta una degradación de la materia orgánica y del material parental por intensos procesos de oxidación y por la generación de Gibsita, que borró los rasgos estructurales primarios de los materiales.

LA FORMACION IÇÁ

La sección tipo para la Formación Içá se propone en la finca Olga Vergara cerca, a la base naval, es una formación de origen fluvial, que se generó bajo condiciones de clima cálido, húmedo y con montos de precipitación más elevados que los actuales. Está conformada por niveles de arcillas, con variabilidad textural de limos a areniscas finas, media a gruesas, así mismo limos con mezclas texturales. Es muy claro su origen fluvial que representa tres episodios relacionados con elevados incrementos del caudal. Eventos pluviales que afectaron a los territorios andinos, se manifestaron en verdaderos diluvios provenientes de las zonas andinas y del piedemonte que afectaron estos territorios de la Amazonía Occidental.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN JERICÓ EN COLOMBIA - Sección Superior –





LEVANTAMIENTO NIVELES BAUXÌTICOS DE LA FORMACIÒN JERICÒ

Secuencia Calderón finca Jericó 400 al Norte del contacto con el Cuaternario de Leticia

COORDENADAS: 4° 3'12.57"S
69°59'42.40"O
Levantado: 7.50 metros
Profundidad en metros.

0-2.00 Arcilla arenosa muy fina, presenta arenas gruesas de hasta 2 mm, en baja proporción. Color rojo amarillento, variaciones de tonalidad, ocre amarillo, verde amarillento tenue, no se observan estructuras, presencia de cuarzo hasta en un 15% que se incrementa hacia la parte basal en 20%, redondeados y angulosos, con brillos intensos hasta mate de diversas fuentes, dominio de cuarzo ahumado con brillo, máficos ilmenita y circón 2 %, hacia los 40 cms. presencia de horizontes lateríticos con elevadas concentraciones de hierro, hacia los 60 cm de profundidad Hacia la parte superior se presenta pedogénesis. Límite inferior de la capa transicional.

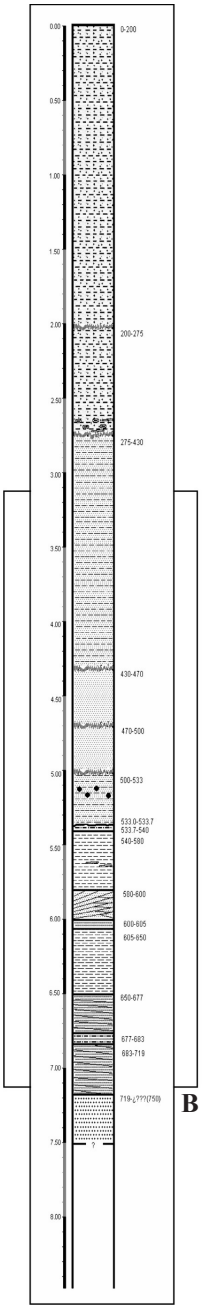
2.00-2.75 Horizonte arcillo arenoso, con bauxita hacia la parte inferior de la capa que presenta un límite difuso, porcentaje de cuarzo 30% aproximadamente, hacia los 190 cm hay una disminución de cuarzo a niveles del 20%, máficos un 2%, hay un incremento de la fracción arcillosa en la capa, límite inferior no tajante, horizontes sin estructura, hacia la base incremento de arci llas inclusive con desarrollo cristalino incipiente son traslucidos y amarillos con brillo tenue, hay un presencia de pedotúbulos en toda la capa fosilizados con rellenos de silice, concentrados hacia la base de la capa, estos de dimensiones de hasta 3 a 4 cm de largo por 0,7 cm, inclusive, conservan su estructura de tallos y raíces perfectamente preservados, hay madera petrificada. El límite con la capa inferior es gradual.

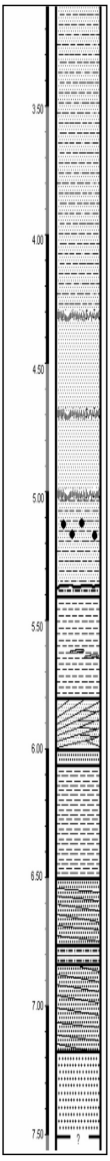
2.75-4.30 Arena fina arcillosa, roja, porcentaje de cuarzo de 15 a 20%, porcentaje de máficos del 3%, hacia la mitad de la capa presenta un incremento en la fracción arcillosa y mayor proporción de máficos alcanzando casi un 5% del volumen. Hacia el nivel de 4 m se presenta una composición de arenas medias finas de color rojo con una proporción de cuarzo del 30% y máficos del 10%, en la parte basal arena media fina que presenta una sutil proporción de arenas gruesas, con una proporción de cuarzo del 15% y de máficos del 10%. Límite inferior de la capa difuso.

A

Figura 8. Formación Jericó, Parte superior. Km 21 vía a Tarapacá.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN JERICÓ EN COLOMBIA - Sección Inferior –





LEVANTAMIENTO NIVELES BAUXÌTICOS DE LA FORMACIÒN JERICÒ

Secuencia Calderón finca Jericó 400 al Norte del contacto con el Cuaternario de Leticia

COORDENADAS: 4° 3'12.57"S / 69°59'42.40"O
Levantado: 7.50 metros
Profundidad en metros.

4.30-4.70	Arena fina de color rojo amarillento (ocre), cuarzo 15%, máficos 5%. Límite inferior de la capa difuso.
4.70-5.00	Arenas muy finas arcillosas, rojas.
5.00-5.33	Arenas muy finas arcillosas con nódulos de arcillas, color tojo moteado de ocre y gris, sin estructuras.
5.33.0-5.337	Horizonte plácico.
5.337-5.40	Arcillas limosas color naranja intenso.
5.40-5.80	Arcillas rojas bauxíticas (alumínicas), laminada paralelamente con pedotúbulos.
5.80-6.00	Arenas medias finas, blancas, con laminación cruzada.
6.00-6.05	Arena media gruesa café rojizo.
6.05-6.50	Arcilla con laminación paralela roja, con aluminio en lentes bien diferenciados. Hacia la base bandeo composicional y estructuras de laminación paralela. La parte inferior de la capa presenta un límite neto.
6.50-6.77	Arenas medias gruesas, naranjas, con laminación paralela y ligera fracción rojiza en toda la muestra.
6.77-6.83	Arcilla limosa roja y rosada, laminación paralela en toda la capa.
6.83-7.19	Arena media, rosada moteada de amarillo en toda la capa. Capa homogénea.
7.19-? (7.50)	Arena media gruesa naranja, moteada de rosa en toda la capa.

B

Figura 9. Formación Jericó, Parte inferior. Km 21 vía a Tarapacá.

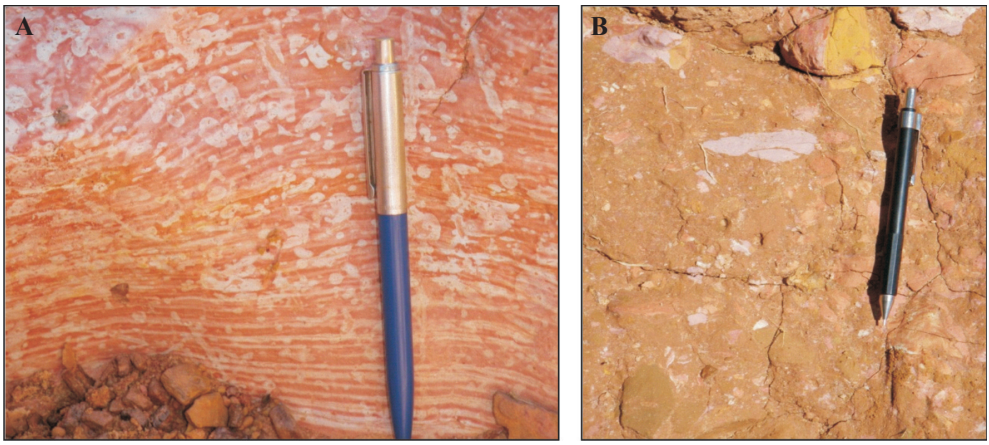
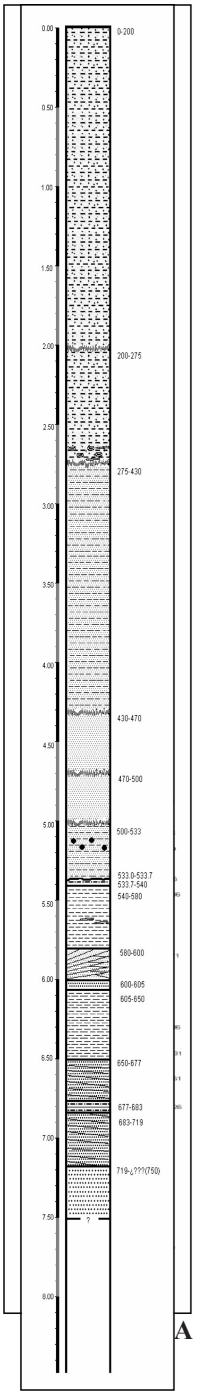


Figura 10. A. Estructuras de laminación paralela conservadas en arcillas basales de la Formación Jericó, efectos de homogeneización de capas por la generación de Gibsitas. B. Fragmento del Solimões en las arcillas basales de la Formación de Jericó.

Figura 11. Formación IÇÁ, relieves colinados y contacto con terraza de Leticia.

Figura 12. Materiales presentes en Formación Içá en la zona de la Base Naval al Noroeste de Leticia, sobre la margen izquierda del río Amazonas (Colombia).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TIPO PROPUESTA PARA LA FORMACIÓN IÇÁ EN COLOMBIA



A

SECUENCIA DE LA FORMACIÒN IÇÁ BASE NAVAL (finca Olga Vergara)

COORDENADAS: 4°8'18.77"S
69°59'10.40"O.
Levantado: 14.5 metros - Profundidad en metros.-

0.0-0.20	Suelo actual (A), arcilla limosa, color naranja amarilloso, no estructuras, masivo homogéneo,
0.20-0.90	Arcilla limosa, presenta entre 70 y 80 cm. Niveles de carbón de diámetro entre 0,2 y 0,3 cm. Proporción de carbón aproximadamente 1 % en volumen , límite inferior difuso.
0.90-1.30	Limo areno arcilloso, con alta densidad de pedot úbulos de dimensiones de hasta 4 cm. de largo y 0,6 cm de diámetro
1.30-3.60	Arena limosa, color rojo, sin estructuras, cuarzosa, con elevado proporción de filosilicatos, imbricación en algu nos granos, laminación paralela muy incipiente, hacia 2,80 metros presencia de lentes de arena grisácea (material parental en lentes de 1 a 1,5 cm.) presencia de pedotúbulos bien definidos. A la profundidad e ntre 3.10 y 3.20 m hay un cambio muy marcado en el croma de la arena a tonalidades rojo naranja, pero es de la misma textura. Hay presencia de semilla carbonizada, al nivel de 3,54 de dimensiones de 4 a 5 cm. de diámetro.
3.60-5.50	Arena media fina, sin estructuras, Hacia la profundidad de 3,62 m hay un cambio de tonalidad a rojo naranja, pero la capa es de color rosa do grisáceo, con variaciones d e tonalidad a colores a amarillento y naranjas entremezclados, lentes de variabilidad de color no c ontinuos. Límite inferior tajante.
5.50-6.20	Arcilla roja con lentes de arcilla grisácea, lentes desde 1 a 5 cm de diámetro, los limites de los lentes a veces son difusos y estos se hallan alargados cuyo eje principal es paralelo a la estratigrafía, hay presencia de pedotúbulos los cuales se concentran entre 5.80 y 6.10 m.
6.20-8.70	Arenas medias gruesas color naranja con rojizo, con gris, con gris claro, hay presencia de lentes de gibsita, imbricación con eje de lentes de gibsita SE -NW, imbricación bien definida, además hay lentes de gibsita dispuestos aleatoriamente de dimensiones 0,2 a 1,5 cm también imbricados, los lentes son de color blanco y grisáceo. Se reconoce hacia la profundidad de 6,60 cm presencia de ripple mark con lentes de gibsita en los planos estratigráficos, hacia el nivel de 8 metros, hay mezcla de arenas naranjas y grises, roja, con laminación cruzada incipiente.
8.70 -9.06	Capa de arenas grisáceas finas gradadas positivamente, con pintas de carbón concentradas hacia el techo y hacia la base de la capa, hacia la parte media y basal de la capa dominio de arenas naranjas a cremas con laminación incipiente.
9.06 – 9.46	Arena media a fina, laminación paralela, presencia de gránulos de carbón de 3 mm a 5 mm de diámetro hacia la parte media de la capa, pero dispuestos en toda la capa, la capa es dominada por tonalidad naranja con moteo gris y rojo.
9.46 – 9.66	Arena gris con naranja, fina a media, con concentraciones de carbón hacia el techo.
9.66 – 9.99	Arena fina media, laminación entrecruzada.
9.99 – 10.16	Arenas media naranjas.
10.16 – 10.86	Arenas finas con concentraciones carbón hacia la base, lentes de hasta 2 mm.
10.86 – 11.71	Arena media color rosa con naranja y gris, laminación paralela, carbón se halla en toda la capa diseminado, porcentaje en volumen de carbón inferior al 1%, lentes de carbón de 1 a 2 mm.
11.71 – 12.06	Arena media fina con lentes de arcilla, con diámetro de 10 a 15 cm. Las arenas presentan tonalidades naranjas, grises y rosas.
12.06 – 12.31	Arcillas rosa con moteo crema, laminación paralela bien definida.
12.31 – 12.61	Arenas rosas y grisáceas, sin estructuras.
12.61 – 14.26	Arenas y lentes de arcillas mezclados, arenas medias finas grises y naranjas con lentes de arcilla color café.
14.26 - ?	Arenas finas medias, color gris claro.

A

Figura 13. Formación IÇÁ, en la finca de Olga Vergara.

AGRADECIMIENTOS

A la vicerrectoría de Investigaciones de la Universidad Nacional de Colombia, a la Dirección de Investigación Sede Bogotá - DIB -, a la sede Amazonía de la Universidad Nacional de Colombia, al Instituto de Ciencias Naturales – ICN – y a la facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá por el apoyo para la realización de la investigación en el desarrollo de la propuesta "Valoración integral del flujo histórico y actual de carbono en el sistema de inundación Yahuarcaca (Amazonía colombiana): su importancia en el cambio climático global".

LITERATURA CITADA

Alvarenga. H. & E. Guilherme. 2003. The anhingas (Aves: Anhingidae) from the upper Tertiary (Miocene-Pliocene) of southwestern Amazonia. Journal of Vertebrate Paleontology. 23(3):614-621.

Caputo, M.V. 1985. Origem do Alinhamento estrutural do Juruá – bacia do Solimões. En: Sociedade Brasileira de Geologia (ed.). Simpósio de geologia da Amazônia 2, Anais. 1: 249-258. Belém

Caputo, M.V., R. Rodriguez & D.N.N Vasconcelos. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do rio Amazonas. Relatorio Tecnico Interno. 641-A: 35-46. Petrobras-Renos, Belem.

Caputo. M.V., R. Rodrigues & D.N. Vasconcellos. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas-Histórico e actualição. Em: Sociedade Brasileira de Geologia(ed.). Anais 3: 35-46. Congresso Brasileiro de Geología, 26. Belém.

Caputo, M.V. 2011. Reposicionamiento estratigráfico da formacao After do Chao e evolucao tectosedimentar da bacia do Amazonas no Mesozoico e Cenozoico. En: J.Gomez Tapias (ed.) Memorias del XIV Congreso Latinoamericano de Geologia y XIII Congreso Colombiano de geología: 173-174. Medellin.

Cárdenas, M., W. Gosling, S. Sherlock, I. Poole, T. Pennington & P. Mothes. 2011. The Response of Vegetation on the Andean Flank in Western Amazonia to Pleistocene Climate Change. Science 25. 331(6020):1055-1058.

Carneiro, R.G. & R.D. Schneider. 1976. Revalição das possibilidades petroliferas da Bacia do Alto Amazonas. Internal report, Petrobrás. DENOR. Belém. 25 pp.

Colinvaux, P.A., G. Irion, M.E. Räsänen, M.B. Bush & J. Nunes De Mello. 2001. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. Amazoniana 16: 609-646.

Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazonia. Revista. Brasileira de Geocencias 21:154-160.

De Oliveira, A.L. & P.F.Carvalho. 1924. Estudos geológicos na fronteira com o Peru. Boletim Servicio Geologico Mineral. Rio de Janeiro 8: 53-76.

DNPM. 1981. Mapa geológico do Brasil, scale 1:2500000. Coordinated by C. Schobbenhaus. D.A.Campos, G.R. Derze & H.E Asnius. Ministério das Minas e Energia, DNPM, Rio de Janeiro.

Dos Santos, M. & A.B.S. Nertan. 1998. Geologia de Engenharia, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiente – ABGE-, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológic – CNPq- e : Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paul –FAPESP -. Cap. 4. Ed: Andréa Bartorelli & Nicolau Haralyi. Sao Paulo. Brasil. 587 pp.

Dueñas Jiménez, H. & T. Van Der Hammen. 2007. Significado geológico y asociaciones palinológicas de las formaciones Diablo Superior (Mioceno tardío) y San Fernando Superior (Mioceno Medio), Piedemonte Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. *Revista Academia Colombiana Ciencias*

Exactas, Físicas y *Naturales* XXXI (121): 481-498. Bogotá.

Ferreira, S.A.2008. Palinologia do neógeno da bacia do alto Solimoes Amazonia Ocidental, Brasil: aspectos sistematicos, bioestratigraficos e paleoecologicos. Tesis Doutoral Ecologia, area em Paleoecologa. PIPG-BTRN. Fevereiro 2008.

Frailey, C.D., E.L. Lavinia, A. Rancy & J. Pereira De Souza. 1988. A proposed Pleistocene/Holocene lake in the Amazon Basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. Acta Amazonica 18:119-143.

Gabb, W.M. 1869. Descriptions of Fossils from the Clay-Deposits of the Upper Amazon. American Journ. Conch. 4: 197-200.

Galvis J., A. Huguett & P. Ruge. 1979. Geología de la Amazonía Colombiana. Proyecto Radargramétrico del Amazonas. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. IGAC. Bogotá. Colombia. 574 p.

Gingras. M.K., M.E. Räsänen, S.G.Pemberton & L.P Romero. 2002. Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of baymargin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin. Journal of Sedimentary Research 72: 871-883.

GLOBAL LAND COVER FACILITY. 2010. Universidad de Maryland. (GLCF). [En línea]. Actualizada septiembre 2011. Disponible en http://glcf.umiacs.umd.edu/.

Gross, M., W.E. Piller, M.I.Ramos & J.D. Paz Da Silva. 2011. Late Miocene sedimentary environments in south – western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). Journal of South American Earth Sciences. 32:169-181.

Haffer, J. & G.T. Prance. 2002. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. São Paulo. Estudos Avançados 46(16):175-206.

Haq, B.U., J. Hardenbol & P.R. Vail. 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. Science 235:1156-1167.

Hernández, R., T. Jordan, A. Dalentz, L. Echavarría, B. Idleman & J. Reynolds. 2005. Age, distribution, tectonics and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19:495–512.

Hoorn, C. 1988. Nota preliminar sobre la edad de los sedimentos Terciarios de la zona de Araracuara (Amazonas), Boletin Geológico 29 (2): 87-95. Bogotá,

Hoorn, C. 1990. Evolución de los ambientes sedimentarios durante el Terciario y el Cuaternario en la Amazonia Colombiana. Colombia Amazonica 4(2): 97-126. Bogotá.

Hoorn, C. 1991. Nota Geologica; La Formación Pebas ("Terciario Inferior Amazonico"): Depósitos fluvio-lacustres del Mioceno Medio a Superior. Colombia Amazonica 5(2): 119-130. Bogotá.

Hoorn, C. 1993. Book review: Lacustrine facies analysis by Anadon et al. Geologie en Mijnbouw 72(1): 87-88.

Hoorn, C. 1993a. Geología del Nororiente de la Amazonia peruana. La Formación Pebas. In: R. Kalliola., M. Puhakka & W. Danjoy. (eds). Amazonia peruana-vegetación húmeda tropical en el llano subandino: 70–85. Paut and Onern, Jyväskylä, Finlandia.

Hoorn, C., 1993b. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia. Results of a palynostratigraphic study. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 105, 267–309.

Hoorn, C. 1994a. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River sytem (Middle to Late Miocene, NW Amazonia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology 112: 187-238.

Hoorn, C. 1994b. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene - early Middle Miocene, Colombia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology 109:1-54.

Hoorn, C. 1994c. Miocene palynostratigraphy and paleoenvironments of northwestern Amazonia: Evidence for marine incursions and the influence of Andean tectonics. Ph. D. thesis, University of Amsterdam, 156 pp.

Hoorn, C. 1988. Nota preliminar sobre la edad de los sedimentos Terciarios de la zona de Araracuara (Amazonas). Bogota. Boletin Geologico 29 (2): 87-95.

Hoorn, C. 2006. Mangrove forests and marine incursions in Neogene Amazonia (lower Apaporis River, Colombia). Palaios vol 21(2): 206-219.

Hovikoski, J., M. Rasanen, L. Rebatta, J. Guerrero, A. Ranzy, J. Melo, L. Romero, H. Prado, F. Jaimes & S. Lopez. 2007. The Nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: high frequency shifts of the low gradient coastline. Geological Society of American Bulletin 119: 1506-1520

Hovikoski. J., M. Sanen, M. Gingras, A. Ranzi & J. Melo. 2008. Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. Sedimentology 55: 499-530.

Hulka. C., K. Gräfe, B. Sames, C. Ubas & C. Heubeck. 2006. Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. In: C. Hoorn & H. Vonhof (eds.). New contributions on Neogene geography and depositional environments in Amazonia: Journal of South American Earth Sciences 21: 135-150.

Hsiou. A.S., A.M. Albino & J. Ferigolo. 2009. First Lizard Remains (Teiidae) from the Miocene of Brazil (Solimoes Formation). Revista brasileira do .paleontologia. 12(3): 225-230.

Jaramillo, C. & D.L. Dilcher. 2000. Microfloral diversity patterns of the late paleocene-eocene interval in Colombia, northern South America. Geology 28: 815-818

Jaramillo, C., C. Hoorn, A.F. Silane, F. Leite, F. Herrera, L. Quiroz, R. Dino & L. Antonioli. 2010. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. In: C. Hoorn & F.P. Wesselingh (eds.). Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past: 317-334. Wiley-Blackwell Publishing. U.K.

Latrubesse, E., J. Bocquentin, J. Santos & C. Ramonell. 1997. Paleoenvironmental model for the Late Cenozoic of southwestern Amazonia: paleontology and geology. Acta Amazonica. 27:103–118

Latrubesse, E., M. Cozzuol, F. Da Silva-Caminha, C.A. Rigsby, M.L. Absy & C. Jaramillo. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. Earth-Science Reviews 99: 99-124.

Latrubesse. E., A. Rancy, C. Ramonell & J. Souza. 1994. A Formação Solimões: Uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul-Ocidental. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geología. Edição dos Resumos expandidos do IV Simpósios Nacional de Estudos Tectônicos. Belém. 20pp.

Latrubesse. E. & T. Kalicki. 2002. Late quaternary palaeohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil. Zeitschrift für Geomorphologie 129: 41-59.

Latrubesse. E. & A. Rancy. 1998. The late quaternary of the upper Jurua river, Amazonia Brazil. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 11: 27-46.

Latrubesse. E. & A. Rancy. 2000. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. Quaternary International 72: 67-72.

Latrubesse, E., S.F. Silva, M. Cozzuol, M.L. Absy. 2007. Late Miocene continental sedimentation in the southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. Journal of South American Earth Science 23: 61-80.

Latrubesse, E.M, M.Cozzuol, S. Da Silva-Caminha, C.A. Rigsby, M.L. Absy & C. Jaramillo. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. Earth-Science Reviews 99: 99-124

Lundberg, J.G., G. Marshall, J.Guerrero, B.Horton, M.C. Malabarba & F. Wesselingh. 1998. The stage for neotropical fish diversification: An history of tropical South American rivers. In: R. Malabarba, R.E.Reis, R.P. Variet (eds). Phylogeny and classification of neotropical fishes. Edipucrs. Porto Alegre. pp. 13-48

Maia, R.G., H.K. Godoy, H.S. Yamaguti, P.A. Moura, F.S. Costa, M.A. Holanda & J. Costa. 1977. Projeto de carvão no Alto Solimões. Relatório Final. CPRM-DNPM. 137 pp.

Mendes, C.L. 2005. Zoneamento Geológico e Geomorfológico de uma Área entre Assis Brasil e Brasiléia – Acre. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro de Pesquisa Agroflorestal do Acre. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento Documentos 100. 21 p. Brasil.

Menin, M. 2007. Amazônia: diversidade biológica e história geológica. Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Instituto de Ciências Biológicas. Departamento de Biologia, Manaus. 40p.

Monsch, K.A. 1998. Miocene fish faunas from the northwestern Amazonia basin (Colombia, Peru, Brazil) with evidence of marine incursions 30(143): 31-50.

Moraes Rego, L.F. 1930. Notas sobre a Geologia do território do Acre e da bacia do Javari. Cezar and Cavalcante, Manaus, 45 pp.

Muñoz-Torres, F.A., R.C. Whatley & D. Van Harten. 2006. Miocene ostracod (Crustacea) biostratigraphy of the Upper Amazon Basin and the Cyprideis genus evolution. Journal of South American Earth Sciences 21: 75-86.

Núñez Del Prado, H., F. Jaimes, F. Lopez, L. Romero, M. Rasanen & J. Hovikosky. 2004. Nueva nomenclatura estratigráfica del Paleógeno – Neógeno en la Amazonía Peruana. XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos Sociedad Geológica del Perú: 562-565.

Oliveira, A.I & O.H. Leonardos. 1943 Geología de Brasil. 2 : revista e atualizada. Ministerio Agricultura y servicion de información agrícola, Imprensa Nacional. 813 p. Rio de Janeiro.

Oliveira, A.I. & P.H. Carvalho. 1924. Estudos geológicos na fronteira com o Peru. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1924. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico 8: 53-76.

Orangel, A., R. Douglas & J. Bocquentin-Villanueva. 2006. A new giant *Purussaurus* (crocodyliformes, alligatoridae) from the upper Miocene Urumaco formation, Venezuela. Journal of Systematic Palaeontology 4: 221-232

Pereira, Z.N. 2009. Influência da Mudança do Uso do Solo em Ecossistema na Amazônia Sul Ocidental. Curso de pós-graduação em agronomia ciência do solo dissertação. Instituto de Agronomia. UFRRJ. 85pp.

Purper, I. 1979. Cenozoic ostracods of the upper amazon basin, Brazil. Pesquisas 12: 209-281.

Rabelo, L.F.P. 2006. Palinología da formación Solimoes, Neogeno da bacia do Solimoes, estado do Amazonas, Brasil: Implicacoes paleoambientais e bioestratigraficas. Thesis Doutoral Universidad de Brasilia, Instituto de Geociencias. Brasil.

RADAMBRASIL. 1977. Geología. Projeto Radambrasil - Programa de Integração Nacional: Levantamento de Recursos Naturais 14: 17-123.

Ramos, M.I.F. & J.P. Souza-Filho. 2001. Registro da Megafauna de mamíferos pleistocênicos nas margens do rio Juruá, Município de Eirunepé, Amazonas, Brasil, XVII Congresso de Paleontologia, Rio Branco, Acre, Boletim de Resumos: 368.

Ramos, M.I.F., R.R.Silveira & J.C Coimbra. 2001. Ostracodes Mixoalinos do mioceno

da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas, Brasil. XVII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio Branco, Acre, Boletim de Resumos: 86.

Ramos, M.I.F., E.A Soares & J.P. Souza-Filho. 2001. Achado inédito de fósseis terciários da Formação Solimões, Bacia do Solimões, no Município de Eirunepé, amazonas, Brasil. XVII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio Branco, Acre, Boletim de Resumos: 172.

Rangel-Ch., J.O. 2011. La vegetación de la costa caribe de Colombia: composición florística y aspectos de la estructura. En: J.O.Rangel-Ch. (ed.). Colombia diversidad biótica XII: La región Caribe. Instituto de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

Räsänen, M., A.M. Linna, J.C.R Santos & F.R. Negri. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. Science. 269: 386-389.

Räsänen, M., A. Linna, G. Irion, H. Rebata, H. Vargas & F Wesselingh. 1998. Geología y geoformas de la zona de Iquitos. In: Kalliola, R., Flores Paitán, S. (Eds.), Geoecología y desarrollo Amazónico: estudio integrado en la zona de Iquitos, Peru. Annales Turkuensis 114: 59-137

Rebata, L.A., M. Räsänen, M.K. Gingras, V. Vieira, M. Barberi & G. Irion. 2006. Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations. Journal of South American Earth Science 21: 96-119.

Rossetti, F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. Journal of South American Earth Sciences 14: 77-89.

Rossetti, D.F. & A.M. Goes. (eds). 2004. O Neogeno da Amazonia Oriental. Belen: Museu Paraense Emilio Goeldi, 222 pp.

Rossetti, D.F. 2005. Application of SRTM images and sedimentology to characterize Neogene and Quaternary deposits of the Brazilian Amazon. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto: 1869-1870. INPE, Goiânia, Brasil.

Rossetti, D.F. & T. Mann. 2007. Environmental changes in Amazonia as evidenced by geological and paleontological data. Revista Brasileira de Ornitologia 15(2): 2251-2264.

Schneider, A. W. 1978. Contribuição ao estudo dos principais recursos minerais do Rio Grande do Sul. Companhia Riograndense de Mineração. 47 p. Brasil.

Sena, C. J.B., R.L. Bemerguy, Y. Hasui, B. Da Silva, C.R. Paranhos, B. Leal, L. Da Costa & J.M. Garrafielo. 1996. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Geonomos 4 (2): 23-44.

Steere, J.B. 1871. Work done at Maranham. Letter #3. Para [10(2), Jan. 11- 13, 1871]. Base at Para [Belem, Para], Brasil. Belem. (1-48c) 25.

Tricart. J. & T. Cardoso Da Silva. 1968. Estudos de geomorfología da Bahia e Sergipe: Publicacion da Fundação para o desenvolvimiento da Ciencia na Bahía, Salvador, 167 pp

Uba, C.E., M.R. Strecker & A.K. Schmit. 2007. Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene. Geology 35: 979-982.

Vitulich, E.B. 1987. Estudo Paleomorfológico da Região Santa Bárbara-Jacundá. Companhia Estanífera do Brasil. Rio de Janeiro.

Vitulich, E.B. 1998. Evolução Morfológica da Região Santa Bárbara – Jacundá – Estado de Rondônia – Brasil. Revista de Geologia 11: 41-51.

Vonhof, H.B. & R.J Kaandorp. 2010. Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary. In: C Hoorn & F.P. Wesselingh (eds.). Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past: 201-210. Wiley-Blackwel. U.K.

Waghorn, J.G. 1974. The geology of Rondonia, western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. PhD dissertation, Faculty of Science of the London University, London: 239 pp.

Walker, M., S. Johnsen, S.O. Rasmussen, T. Popp, J.P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J. Lowe, J. Andrews, S. Bjo Rck, L.Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D.J. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham & J. Schwander. 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science 24: 3-17

Wesselingh, F.P. 2006. Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia. Leiden. Scripta Geologica 133: 1-17.

Wesselingh, F.P. & J.A. Salo. 2006. Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota. Scripta Geologica 133:439-458.

Wesselingh, F.P., M.C. Hoorn, S.B. Kroonenberg, J. Lundberg, H.B. Vonhof & H. Hooghiemstra. 2010. On the origin of Amazonian landscapes and biodiversity: a synthesis. In: C. Hoorn & F.P. Wesselingh (eds.). Amazonia, landscape and species evolution: A Look into the Past: 421-432. Wiley-Blackwell. U. K.

Westaway, R. 2006. Late Cenozoic sedimentary sequences in Acre state, southwestern. Amazonia: Fluvial or tidal? Deductions from the IGCP 449 fieldtrip Rob Westaway. Journal of South American Earth Sciences 21: 120-134.

Recibido: 15/05/2011
Aceptado: 20/10/2011